



Imagerie sismique du milieu de propagation à partir des ondes directes et converties : application à la région d'Aigion (Golfe de Corinthe, Grèce)

Diana Latorre

► To cite this version:

Diana Latorre. Imagerie sismique du milieu de propagation à partir des ondes directes et converties : application à la région d'Aigion (Golfe de Corinthe, Grèce). Géophysique [physics.geo-ph]. Université Nice Sophia Antipolis, 2004. Français. NNT : . tel-00653801

HAL Id: tel-00653801

<https://theses.hal.science/tel-00653801>

Submitted on 20 Dec 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR Sciences
Ecole Doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées

T H E S E

pour obtenir le titre de
Docteur en Sciences
de l'UNIVERSITE Nice-Sophia Antipolis

Spécialité : Géophysique

présentée et soutenue par
Diana LATORRE

Imagerie sismique du milieu de propagation à partir des ondes
directes et converties : application à la région d'Aigion
(Golfe de Corinthe, Grèce)

Thèse dirigée par **Jean VIRIEUX**
soutenue le 29 novembre 2004

Jury :

M. Alessandro Amato	Directeur de recherche	Examineur
M. Pascal Bernard	Physicien	Rapporteur
M. François Cornet	Physicien	Examineur
Mme Hélène Lyon-Caen	Directeur de recherche	Rapporteur
M. Tony Monfret	Chargé de recherche	Codirecteur de thèse
M. Jean Virieux	Professeur	Directeur de thèse

Remerciements

Je voudrais remercier toutes les personnes qui m'ont accompagnée dans cette aventure. En particulier mes directeurs de thèse, Jean Virieux et Tony Monfret, qui m'ont toujours suivie et encouragée. Je voudrais en outre remercier les membres du jury qui m'ont fait l'honneur de juger ce travail de thèse.

Un “grazie” à toutes les personnes du laboratoire Géosciences Azur pour m'avoir accueilli si chaleureusement.

Une pensée particulière pour les étudiants, copains de voyage et de longues pauses café, aux expatriés Mathilde et David, à ma chère Carine, à Céline, la “petite” Marie-Aude, Diane, Cédric, Victor...

Un remerciement spécial pour Tiziana qui a été toujours présente dans les moments importants.

Je dédie ce travail aux personnes qui, de loin, m'ont toujours soutenue affectueusement.

Merci, grazie, thanks!

Ringraziamenti

Vorrei ringraziare tutte le persone che mi hanno accompagnato durante questa avventura. In particolare i miei direttori di tesi, Jean Virieux e Tony Monfret, che mi hanno sempre seguito e incoraggiato. Vorrei inoltre ringraziare i membri della giuria che mi fanno l'onore di giudicare questo lavoro di tesi.

Un “merci” a tutte le persone del laboratorio Géosciences Azur per avermi accolto così calorosamente.

Un pensiero va agli studenti del “Geocelere”, compagni di viaggio e di lunghe pause caffè, agli espatriati Mathilde e David, alla mia cara Carine, a Céline, la “petite” Marie-Aude, Diane, Cédric, Victor ...

Un ringraziamento particolare a Tiziana, per essere stata sempre presente nei momenti importanti.

Dedico questo lavoro alle persone che da lontano mi hanno sempre sostenuto con il loro affetto.

Merci, grazie, thanks!

Table des matières

1	Imagerie sismique de la structure interne de la Terre	23
1.1	Introduction	23
1.2	Analyse des temps de première arrivée : la quête du milieu initial	24
1.3	Analyse des écarts des temps de première arrivée : le milieu raffiné 3D	25
1.4	Rappel des notions de base sur les méthodes d'inversion par perturbation	26
1.4.1	Linéarisation du problème direct	26
1.4.2	Paramétrisation du milieu	27
1.4.3	Résolution du problème direct	27
1.4.4	Description du problème inverse linéarisé	32
1.4.5	Inversion conjointe de paramètres de différente nature : normalisation et pondération	33
1.4.6	Étude de la résolution	34
1.5	Imagerie sismique par analyse des ondes converties : une approche dès la naissance de la sismologie	34
1.6	Des temps de première arrivée à l'analyse des ondes converties : le choix du macro-modèle	36
1.7	Techniques d'analyse des phases converties	37
1.7.1	Analyse par interface ou technique de sommation des points spéculaires	40
1.7.2	Analyse par points orientés : une migration en profondeur avant sommation	44
2	Cadre géodynamique de la région de Corinthe	47
2.1	Contexte géodynamique actuel de la Méditerranée orientale	47
2.2	Structure des Hellénides	54
2.3	Études précédentes sur le Golfe de Corinthe : quelques modèles géodynamiques cou-rants	56
3	La campagne sismologique <i>Patras 91</i>	61
3.1	Description de la campagne d'acquisition	61
3.2	Réseau de stations	61
3.3	Données	63
3.4	Sélection des données pour l'inversion tomographique	63
3.5	Sélection des données pour l'analyse des phases converties	67
4	Tomographie du Golfe de Corinthe : tests synthétiques	69
4.1	Tests synthétiques	69
4.1.1	Mise en oeuvre	69
4.2	Détermination du facteur d'amortissement	70
4.2.1	Test avec les données non bruitées	72
4.2.2	Test avec des données bruitées	77
4.3	Réglage de la pondération entre paramètres de nature différente	79

4.3.1	Rapport de pondération entre paramètres de vitesse et de localisation . . .	81
4.3.2	Rapport de pondération entre les paramètres de vitesse P et S	81
5	Tomographie sismique de la région d'Aigion (Golfe de Corinthe - Grèce) à partir des données de 1991	85
5.1	Summary	85
5.2	Introduction	86
5.3	Geological framework	86
5.4	Problem formulation	89
5.5	Data	90
5.6	Inversion strategy	91
5.6.1	Model parameterization	91
5.6.2	Initial model selection	92
5.6.3	Data selection	93
5.6.4	Inversion parameter tuning	94
5.7	Resolution matrix estimation	95
5.8	Three-dimensional <i>P</i> - and <i>S</i> -velocity models and earthquake location	101
5.8.1	Comparison with the previous tomographic study of Le Meur et al. (1997) .	103
5.9	Deduced <i>V_p/V_s</i> and <i>V_p · V_s</i> images	105
5.10	Discussion	108
5.10.1	The shallower zone	108
5.10.2	The seismogenic zone	109
5.11	Conclusion	111
6	Étude des ondes sismiques converties dans le Golfe de Corinthe à partir de séismes locaux	113
6.1	Abstract	113
6.2	Résumé	113
6.3	Version française abrégée	113
6.4	Introduction	115
6.5	Data	116
6.6	Data analysis	117
6.7	Conclusion	122
7	Migration cinématique en profondeur des ondes converties	123
7.1	Mise en œuvre algorithmique	123
7.2	Conditions initiales	125
7.3	Exemple de migration cinématique par point diffractant	131
7.4	Exemple de migration cinématique par point orienté	131
7.5	Exemple de migration cinématique par interface locale horizontale	134
7.6	Migration en profondeur des phases transmises PS et SP	143
7.7	Une tentative d'interprétation	151
A	Estimation des points d'impact de phases converties	169
B	Coefficients de pondération pour la migration cinématique	175
C	Migration cinématique par point orienté : cartes des interfaces locales	177
D	Exemples de sections sismiques	185

Table des figures

1.1	Modèle avec un gradient vertical de vitesse : (a) paramétrisation du milieu utilisée pour l'inversion. La grille des noeuds servant à l'interpolation trilinéaire est représentée par des points noirs. (b) paramétrisation utilisée pour le calcul des temps des fronts d'onde (description par blocs avec lenteur homogène).	29
1.2	Comparaison entre les temps calculés avec P&L (en haut) et les temps recalculés le long du rayon (en bas). En haut, sont représentés les résidus entre les temps analytiques et les temps calculés avec P&L dans un milieu à vitesse constante ; en bas, sont montrés les résidus entre les temps analytiques et les temps recalculés le long du rayon dans le même milieu. Pour réaliser cette figure, nous avons utilisé environ 16000 récepteurs distribués dans un volume de 56x56x20 km ³	30
1.3	Comparaison entre les temps calculés selon les deux procédures analysées (calcul P&L et calcul le long du rayon) et les temps de référence (temps calculés avec P&L sur une grille de 20 m). a) Discrétisation de la grille de calcul à 500 m. En bas sont montrés les rayons associés au dispositif source-récepteur, au centre les résidus entre temps calculés le long du rayon et temps de référence et en haut les résidus entre temps calculés avec P&L et temps de référence. b) Même figures que (a) mais pour une discrétisation de la grille à 20 m.	31
1.4	Courbes de variation de l'écart maximum entre temps calculés et temps de référence (valeurs absolues), en fonction de la discrétisation de la grille de calcul pour P&L. La courbe grise correspond à l'écart observé avec P&L tandis que la courbe noire correspond à celui obtenu avec des temps recalculés le long du rayon.	31
1.5	Représentation schématique du modèle de Born. Le champ d'onde enregistré à la station r est le résultat de la somme des champs d'onde diffractés générés par chaque point du milieu.	38
1.6	Représentation schématique du modèle de Kirchhoff. Le champ d'onde enregistré à la station r est le résultat de la somme des champs d'onde réfléchis/transmis, générés par chaque point de la surface. Dans la figure, les flèches représentent les vecteurs normaux à la surface et la ligne en gras le rayon spéculaire pour la couple source-station (rayon associé au point spéculaire pour la couple source-station). . .	38
1.7	Représentation schématique du modèle de Kirchhoff. Seuls les points spéculaires contribuent constructivement à l'image de la surface. L'intégrale 1.13 se réduit donc à une somme sur les points spéculaire.	39
1.8	Approche par points orientés distribués dans un volume. À chaque point du milieu est associé une interface locale d'orientation variable.	39
1.9	a) Représentation schématique d'une analyse par interface. Pour un point spéculaire identifié (a), une correction en temps est effectuée sur les sismogrammes des couples source-récepteur associés à ce point (b-c). L'opération de sommation ("stack") des traces définit un attribut quantifiant la discontinuité au point spéculaire (d). . . .	41

1.10	Schéma de la procédure d'analyse par interfaces dans le cas d'une acquisition à récepteur commun (CRG). Les sismogrammes associés au même point spéculaire ou à des points spéculaires voisins (localisés dans la même portion de surface) sont corrigés en temps et sommés. La surface est reconstruite a posteriori.	42
1.11	a) Schéma d'acquisition classique de type CMP ("common mid-point" ou point milieu commun). Les rayons (lignes droites) sont tracés dans un milieu à vitesse constante avec une interface horizontale. M : point central ("mid-point"). D : point en profondeur. x : distance source-récepteur (déport). b) Section CMP : les traces sont ordonnées par déport. Les phases réfléchies, associées à la géométrie décrite dans la figure (a), se disposent selon une hyperbole de réflexion. c) Une correction en temps Δt_{NMO} (correction de NMO) est appliquée aux sismogrammes qui ainsi s'alignent sur le temps $t(0)$, temps double du parcours sur la distance \overline{MD} ("two-way travelti-me").	43
2.1	Carte sismotectonique du Golfe de Corinthe (figure d'après Lyon-Caen et al. (2004)).	47
2.2	Carte tectonique de la Méditerranée orientale (d'après Reilinger et al. (1997)). Traits avec des triangles : zones de chevauchement principales. Lignes continues : failles décrochantes. Lignes avec des traits : failles normales. KFZ : faille de Képhalonia. GC : Golfe de Corinthe. KTJ : point triple de Karlovia.	49
2.3	Distribution de la sismicité enregistrée de 1973 à 2004 dans la Méditerranée orientale (séismes de magnitude supérieure à 4, catalogue USGS/NEIC). Les principaux linéaments tectoniques représentés sont tirés du travail de Reilinger et al. (1997). GC : Golfe de Corinthe. KFZ : faille de Képhalonia. NAF : faille nord anatolienne.	50
2.4	Schéma tectonique de la Méditerranée orientale, d'après McClusky et al. (2000). La région du Golfe de Corinthe représente une zone de déformation qui absorbe le mouvement différentiel entre l'Eurasie et l'Anatolie.	52
2.5	Modèle géodynamique schématique de la Grèce d'après Goldsworthy et al. (2002). Les figures a) et b) montrent comment un modèle simple peut expliquer la formation de structures majeures comme la terminaison de failles décrochantes sur un système de failles normales (Golfe de Corinthe et Golfe de Evia). Les figures c) et d) sont des modifications des figures a) et b) : elle montrent comment l'ouverture du Golfe de Corinthe peut augmenter dans le cas d'un réseau de failles décrochantes, grâce à un partitionnement de la déformation.	53
2.6	Schéma structural des Hellénides, d'après Rettenmaier et al. (2004), tiré de Jacobshagen (1986). Le cadre montre la zone étudiée dans ce travail de thèse.	55
2.7	Coupe schématique WE des Hellénides, d'après Jacobshagen et al. (1978b), modifié par Pham et al. (2000). La zone dans le cadre correspond à la succession structurale des nappes des Hellénides au sud de notre région d'étude, selon la reconstruction proposée par Jacobshagen et al. (1978b).	56
2.8	Figure d'après Sachpazi et al. (2003). Section interprétative d'un des profils de sismique réflexion étudiés par Clément (2000). Ce profil a une direction SSE-NNW et il est situé dans la partie centrale du Golfe de Corinthe, à l'est de notre région d'étude.	56
2.9	Coupe interprétative proposée par Rigo et al. (1996). Les grandes failles normales qui affleurent sur la côte sud seraient connectées en profondeur à une zone de détachement ayant un faible pendage vers le nord.	57
2.10	Schéma interprétatif proposé par Hatzfeld et al. (2000). Le taux élevé d'extension associé à la zone occidentale du golfe serait la cause d'une remontée de la transition cassant-ductile et d'une rotation des systèmes de failles normales autour d'un axe horizontal.	58

2.11	Modèle proposé par Sorel (2000). La structure majeure du Golfe de Corinthe serait constituée par une unique faille de détachement à faible pendage, qui rejoint en profondeur la zone sismogène.	58
2.12	Coupe SN du modèle de vitesse des ondes P obtenu par inversion tomographique des premières arrivées (Le Meur et al., 1997).	59
2.13	Section géoélectrique 2D du profil SSW-NNE passant à travers la région d'Aigion (figure d'après Pham et al., 2000). Le modèle révèle la présence d'une importante zone conductive au-dessous de la faille de Mamousia ayant un pendage vers le nord. Selon ce modèle, cette zone rejoint une couche plus profonde caractérisée par une haute conductivité électrique et localisée à environ 10 km de profondeur.	60
2.14	Modèle d'ouverture du rift de Corinthe proposé par Pham et al. (2000). Sur la gauche, la coupe schématique SN correspondant à l'interprétation d'un profil de magnéto-tellurique localisé entre la région d'Aigion et la péninsule de Psaromita. Sur la droite, l'interprétation d'un profil situé plus à l'est.	60
3.1	Position des sites utilisés au cours de la campagne d'acquisition. Les symboles représentent les différents types d'instruments installés.	62
3.2	Exemples d'enregistrements trois composantes avec pointés des premières arrivées P et S : a) sismogramme de bonne qualité ; b) sismogramme de qualité intermédiaire ; c) sismogramme de qualité inférieure (les phases P et S sont plus difficiles à identifier.).	64
3.3	Nombre de séismes enregistrés en fonction du nombre de pointés des premières arrivées P et S (haut). Nombre de séismes en fonction du nombre total de pointés (bas). Pour l'étude de la tomographie des premières arrivées, nous avons sélectionné les séismes avec un minimum de 8 pointés P et 4 pointés S (chapitre 5). La localisation des événements est représentée sur la figure 3.4.	65
3.4	Localisation de tous les événements (2098) enregistrés pendant la campagne <i>Patras-91</i> dans la région sélectionnée. Une partie de ces événements n'a pas été considérée dans notre étude car ils ne correspondent pas aux critères de sélection des données pour la tomographie des premières arrivées et pour l'analyse des phases converties.	66
3.5	Schéma représentant les différentes opérations effectuées pour la sélection des données utilisées dans l'analyse des phases converties.	68
4.1	a) Géométrie du réseau de la campagne <i>Patras-91</i> . b) Première localisation des séismes effectuée avec le programme HYPO71 dans le modèle 1D proposé par Rigo et al. (1996).	70
4.2	Cartes de la couverture des rayons (coupes horizontales correspondant à différentes profondeurs). Les rayons sont calculés dans un modèle de vitesse homogène à partir de la géométrie séismes-stations représentée sur la figure 4.1. Le milieu est réparti en cellules de 7x7x2 km chacune, correspondant à la distance inter noeuds de la grille d'inversion. L'échelle de couleur montre la densité de rayons passant par chaque cellule (longueur cumulée dans la cellule). a) couverture des rayons P ; b) couverture des rayons S.	71
4.3	Modèles synthétiques P (a) et S (b) avec une anomalie de vitesse de forme gaussienne.	72
4.4	Distance de la position et du temps origine des séismes utilisés par rapport aux localisations cibles. a) Distance de la position en x ; b) distance en y ; c) distance en z et d) distance du temps origine. Les valeurs sont représentées en fonction du numéro associé à chaque séisme.	73

4.5	a) Valeur de l'écart-type obtenue à la fin de chaque inversion. Les valeurs minimales sont atteintes pour des coefficients d'amortissement compris entre 0,5 et 0,01. b) Variations de l'écart-type en fonction du nombre d'itérations. Chaque courbe représente une inversion avec une valeur d'amortissement différente.	74
4.6	Comparaison entre le modèle cible et les résultats des inversions pour différentes valeurs d'amortissement. Chaque figure représente une coupe horizontale du modèle correspondant à une profondeur de 5 km. a) Modèles de vitesse P et b) modèles de vitesse S.	75
4.7	Distance maximale (en valeur absolue) de l'écart entre les localisations cibles et celles obtenues par inversion des données synthétiques. Les valeurs sont représentées en fonction de l'amortissement appliqué pour les composantes x (a), y (b) et z (c) de la position des séismes. d) Différence maximale entre les temps origine.	76
4.8	Valeur moyenne de l'écart entre les localisations cibles et celles obtenues par inversion des données synthétiques. Différence moyenne entre les composantes x (a), y (b) et z (c) de la position des séismes. d) Différence moyenne entre les temps origine. Les valeurs sont représentées en fonction de l'amortissement appliqué. Afin de comparer les résultats avec les écarts initiaux des localisations, l'échelle verticale des diagrammes est la même que dans la figure 4.4.	76
4.9	a) Valeur de l'écart-type obtenue à la fin de chaque inversion. b) Variations de l'écart-type en fonction du nombre d'itérations. Chaque courbe représente une inversion avec une valeur d'amortissement différente.	77
4.10	Comparaison entre le modèle cible et les résultats des inversions avec différentes valeurs d'amortissement. Les conventions sont les mêmes que dans la figure 4.6. a) Modèles de vitesse P ; b) modèles de vitesse S.	78
4.11	Distance maximale (en valeur absolue) de l'écart entre les localisations cibles et les localisations obtenues par inversion des données synthétiques. Les valeurs sont représentées en fonction de l'amortissement appliqué. Distance maximale entre les composantes x (a), y (b) et z (c) de la position des séismes. d) Différence maximale entre les temps origine.	79
4.12	Modèles synthétiques P (a) et S (b) avec une anomalie de vitesse de forme gaussienne. Rapport V_p/V_s (c).	80
4.13	Courbes des écarts moyens calculés pour les différents paramètres inversés en fonction des itérations (en haut). Agrandissement pour les courbes des paramètres de lenteur P et S (en bas). a) Rapport $c_{vit} : c_{loc}=5 : 1$. b) Rapport $c_{vit} : c_{loc}=1 : 1$. c) Rapport $c_{vit} : c_{loc}=1 : 2, 5$. d) Rapport $c_{vit} : c_{loc}=1 : 5$. e) Rapport $c_{vit} : c_{loc}=1 : 10$. f) Rapport $c_{vit} : c_{loc}=1 : 20$	82
4.14	Courbes de variation des écarts moyens calculés pour les paramètres de vitesse P et S en fonction du nombre d'itérations (en haut). Valeurs des écarts moyens finaux calculés pour les six classes de paramètres (en bas). Sur la figure est indiqué le type de paramètre associé à chaque symbole.	83
5.1	Map of the western Gulf of Corinth. The location of the selected area is indicated on the right corner of the figure. The major north-dipping normal faults outcropping in the Peloponnesus are represented by dark lines. <i>Psa</i> : Psathopyrgos fault. <i>Ai</i> : Aigion fault. <i>He</i> : Helike fault. <i>Py-Ma</i> : Pyrgaki-Mamoussia fault.	87
5.2	The right panel shows the area where the temporary network of seismic stations (inverted triangles) has been deployed during the 1991 seismic experiment. Earthquake hypocenters (dark dots) have been located using the <i>Hypo71</i> procedure. Right panels show the <i>WE</i> (top) and <i>SN</i> (bottom) cross sections of the investigated area. Earthquakes and stations are projected on these sections.	90

5.3	Initial 1D P - and S -velocity models selected for tomographic inversion. Continuous lines represent the multilayer 1D velocity models of Rigo et al. (1996). The 1D S -velocity model has been obtained using the Vp/Vs ratio of 1.8 suggested by Rigo et al. (1996) for the studied area. Triangles and the dotted lines represent the initial 1D P - and S -velocity models that we have deduced for tomographic inversion. After the initial model analysis (see text), we have deduced that a Vp/Vs ratio of 1.77 is the more suitable initial value for our dataset.	91
5.4	Random sampling of the initial 1D medium space. a) By fixing a P -velocity range between 2 km/s and 7 km/s, 300 1D models (gray lines) are randomly extracted. b) 1D S -velocity models are deduced using Vp/Vs values randomly extracted in a range between 1.7 and 1.9. Dark lines represent the reference 1D velocity models deduced from the 1D multilayer model of Rigo et al. (1996) and using a Vp/Vs ratio of 1.77. c) Initial data misfits computed for the 300 1D initial models (gray dots) are shown. The rms values, ranging between 2.45 s and 0.144 s, indicate the large sampling of the initial 1D input model space. The dark star represents the initial rms values of our initial 1D model selected for the tomographic inversion. This model provides the lowest initial data misfit.	93
5.5	Decrease of rms values for damping coefficient estimation on a synthetic data set. In the range of damping values between 0.01 and 10, low data misfits are reached for damping values lower than 1.	94
5.6	Resolution matrix of the P -velocity model. Left panel represents the full matrix that we expect to recover. Rectangles a, b and, c outline the three enlargements displayed on the right of the figure. Panel a : resolution matrix for model parameters located at 3 km depth. The central part of the panel represents the recovered resolution amplitude for elements located at 3 km depth whereas the left and the right part of the figure represent the recovered neighboring parameters located at 1 km and 5 km depth, respectively. Resolution amplitudes are recovered with an observable vertical smearing while no horizontal smearing is detected. Panel b : resolution matrix for model parameters located at 7 km depth. Amplitudes are well recovered while both vertical and horizontal smearings are completely negligible. Panel c : resolution matrix for model parameters located at 11 km depth. Amplitudes are still recovered for parameters located in the center of the model but they show a lower resolution power than upper layers, and a rather evident horizontal smearing.	96
5.7	Resolution matrix of the S -velocity model. Selected areas of the recovered resolution matrix are the same as in Fig. 5.6.	97
5.8	Diagonal part of the resolution matrix for the P -velocity model (a). (b) Smearing effects over S -velocity parameters and (c) hypocenter locations.	98
5.9	Diagonal part of the resolution matrix for the S -velocity model (a). (b) Smearing effects over P -velocity parameters and (c) hypocenter locations.	99
5.10	Checkerboard tests for both P - and S -velocity models. Synthetic P - and S -velocity patterns (a) are added to the 3D final tomographic models, respectively. The P - and S -recovered patterns are displayed in panels (b) and (c). Gray contours represent areas crossed by rays. Dark contours outline areas in which the diagonal elements of the estimated resolution matrix have amplitude greater than 0.5.	100
5.11	Travel-time residual histograms of P - and S -first-arrival times. Residuals before inversion (gray bins) are plotted over those obtained after inversion (black bins). . .	101

5.12	Final tomographic models of P -velocities (a) and of S -velocities (b). Map views show velocity layers between 0 and 13 km depth. Stations are plotted on the first horizontal section. Major normal faults are represented on the second layer (dark lines). Earthquakes located in a range of 1 km around each layer depth are displayed (dark dots). Part of the models not crossed by rays have been masked. Well resolved areas are outlined with a white contour (see text for more explanations).	102
5.13	SN cross-sections of the retrieved P -velocity model (a) and S -velocity model (b). See Fig. 5.12 for section location. The major normal faults displayed in the sections are : the Psathopyrgos fault (Psa), the Helike fault (He), the Pyrgaki-Mamoussia fault (Py-Ma) and the Aigion fault (Ai). As in the previous figures, velocity models have been masked on the base of the ray coverage and well resolved areas have been outlined with a white contour.	104
5.14	Map views of deduced $Vp \cdot Vs$ product (a) and Vp/Vs ratio (b). Conventions are similar to Fig. 5.12.	106
5.15	SN cross-sections of $Vp \cdot Vs$ product (a) and Vp/Vs ratio (b). See Fig. 5.14 for section locations. In the Figure (a), isolines of $Vp \cdot Vs$ product enhance the increase of both P - and S -velocities occurring between 5 km and 7 km depth. Northern seismicity is concentrated beneath this velocity transition, following a low-angle north dipping distribution. (b) Main clusters that are located beneath the northern edge of the gulf occur in a large high Vp/Vs zone.	107
5.16	Five representative selected areas (dark box in the maps) are analyzed in detail. For points located in the center of each area, vertical Vp , Vs , Vp/Vs , and $Vp \cdot Vs$ profiles have been extracted from final 3D velocity models. Horizontal dashed lines highlight the sharp increase which affects both the P - and the S -velocity model. For these areas, vertical histogram representations of earthquake distribution are also provided. (a) Aigion area, (b) South Psaromita area, (c) north-central area of the gulf, (d) north-western area, and (e) north-eastern area. The latter corresponds to the same region in which the 1995 earthquake hypocenter have been located (Bernard et al., 1997).	110
6.1	Distribution of stations (inversed triangles) and earthquakes (dots) used in this study. We have selected four main areas of earthquakes (areas 1, 2, 3 and 4). Seismograms associated to these main areas have been analyzed separately.	116
6.2	a. Ray paths (green segments) of a PS transmitted phase computed for an interface lying at 3 km depth and earthquakes (red dots) recorded at the SOTE station (inversed triangles). The PS transmitted conversion points (dark dots) allow mapping the position of the interface. b. N-S section of the 3-D P - velocity model used as background model for the converted phase investigation. For the PS transmitted phase analysis, the upper part of the model (above the interface) is considered, while the S velocity model is used for computation in the lower part (beneath the interface). White segments are the projection of ray paths on the section. c. E-W section of the same model.	117
6.3	a. Three vertical components of seismograms recorded at the KALI station for earthquakes located in the same zone (area 1). Although waveforms of the P -arrivals are rather different, three main phases can be observed on all seismograms between the P - and the S - arrivals. b. Product of components $R \cdot Z$ (trace 37) : the visibility of the three main waves occurring between the P and the S arrivals is improved.	118

6.4	Seismograms recorded at the KALI station from earthquakes located in the area 1. a. Row section of the radial component. Seismograms are shifted in time with respect to the observed P-arrivals. Traces are sorted by station-earthquake distance calculated along each P-ray path in the P-tomographic model. b. Stack of the radial section after the muting of P- and S- arrivals. Energy associated to the A-phase is observed at about 0.5 seconds after the P- arrival. c. Stack of the R*Z product.	119
6.5	Time move-out correction for seismograms showed in figure 6.4a. Move-out of seismograms by the theoretical time for the transmitted PS, which leads to stacking profile of the horizontal component (b) or the component product (c).	120
6.6	Spatial distribution (top) of all impact points (dark dot) identified after the analysis of the A-phase for the KALI and SOTE stations. The impact point depths for each area are represented with their associated error bar. Depth ranges for each station and earthquake area are reported in the table 6.1. All impact points are located between 2 km and 4 km depths.	121
7.1	Géométrie d'acquisition et disposition de la grille de calcul des attributs sismiques. La zone représentée sur la carte (21.6° - 22.3° de longitude et 38.1° - 38.55° de latitude) correspond à la région sélectionnée pour la tomographie des temps de première arrivée. La zone couverte par la grille régulière de points représente la zone étudiée par la migration des phases converties. Les points noirs sont les points de calcul des attributs sismiques. Les stations (16) sont représentées par des triangles inversés et les tremblements de terre (637) par des cercles rouges. À droite et en bas par rapport à la carte, sont montrées, respectivement, des projections latitude-profondeur et longitude-profondeur. Sur ces dernières sont représentés la grille de calcul, toutes les stations et tous les tremblements de terre sélectionnés.	125
7.2	Couverture du modèle ou distribution des points de conversion potentielle pour une onde transmise PS. Les zones grisées comprennent tous les points du modèle dans lesquels le coefficient de pondération cinématique est supérieur à 0,5 (seuil minimal), au moins pour un couple source-station. Ce coefficient est calculé par rapport à un vecteur normal à l'interface locale (point orienté). Dans cet exemple, le vecteur est vertical. Les tremblements de terre représentés dans chaque carte (points noirs) correspondent aux sources localisées en dessous de la profondeur de la coupe. Les stations sont représentées par des triangles inversés.	128
7.3	Couverture du modèle ou distribution des points de conversion potentielle pour une onde transmise SP. Les conventions sont les mêmes que dans la figure précédente.	129
7.4	Carte des attributs sismiques obtenus par migration cinématique des phases PS transmises (approche type Born ou par point diffractant). Les données utilisées sont les enregistrements de 237 tremblements de terre sur la station KAMB. Ces valeurs, représentant la capacité de réémission du milieu, sont obtenues par l'intermédiaire d'une sommation normalisée du produit des composantes horizontales. Les coupes horizontales sont réalisées pour différentes profondeurs. Sur chaque coupe, les points noirs représentent tous les tremblements de terre localisés en dessous de la profondeur considérée. Le triangle inversé indique la position de la station KAMB.	132
7.5	Coupes verticales orientées SN de la carte des attributs sismiques montrée dans la figure précédente (approche type Born ou par point diffractant). La position, selon l'axe X des coupes YZ, est indiquée sur chaque figure. Les tremblements de terre (points noirs) ont été localisés dans un intervalle de ± 2 km autour de la position de chaque coupe.	133

7.6	Station KAMB : cartes des attributs sismiques (coupes horizontales) obtenus par migration des phases PS transmises avec une interface locale orientée selon différents azimuts ($0 \leq az < 360$) et inclinaisons ($0 \leq in < 30$). La migration est effectuée pour une configuration à récepteur commun. L'introduction d'une pondération cinématique associée aux points orientés permet une majeure focalisation de l'énergie convertie dans certaines zones du modèle ($Z=8-10$ km).	135
7.7	Station KAMB : cartes des azimuts des interfaces locales obtenus par migration des phases PS transmises avec une interface locale orientée selon différents azimuts ($0 \leq az < 360$) et inclinaisons ($0 \leq in < 30$). L'orientation des interfaces selon des pseudo-ellipses de migration (voir aussi la figure suivante) montre clairement la difficulté de contraindre ce paramètre à cause du manque de redondance des données.	136
7.8	Station KAMB : cartes des inclinaisons des interfaces locales. La pente des interfaces suit la forme de pseudo-ellipses de migration.	137
7.9	Cartes des attributs sismiques obtenus par migration des phases transmises PS par interface locale horizontale. Les cartes ont été construites à partir des données enregistrées à la station KAMB.	139
7.10	Carte de la configuration station-source-point-orienté utilisé pour obtenir l'image migrée dans le point $X=36$, $Y=47$, $Z=6$ (figure 7.9). Le triangle inversé indique la position de la station KAMB, le carré vert représente le pixel associé au point orienté et les cercles rouges indiquent les tremblements de terre utilisés. La taille des cercles rouges est proportionnelle à la valeur du coefficient de pondération employé dans l'opération de sommation. Les sismogrammes qui effectivement contribuent à la construction de l'attribut sismique (coefficient de pondération cinématique 0,5) sont 91.	140
7.11	Coupe SN du modèle de vitesse P passant par la position du point orienté étudié ($X=36$ km). La ligne grise délimite la zone résolue du modèle tomographique. Les points rouges représentent la projection, sur les coupes, des 91 tremblements de terre qui contribuent constructivement à l'image migrée au point orienté. Les lignes blanches montrent les parcours des rayons calculés dans le modèle P (parcours source-point-orienté) et dans le modèle S (parcours point-orienté-station).	140
7.12	Sections sismiques correspondant à l'ensemble des sismogrammes enregistrés à la station KAMB et qui contribuent à la détermination de l'attribut sismique dans le point indiqué sur la figure 7.10. En haut sont représentées les composantes verticales, en bas le produit des composantes horizontales. Le pré-traitement des signaux est décrit dans la section 7.2.	141
7.13	Sections sismiques correspondant au carré de l'amplitude des traces représentées en figure 7.12 et pondérées par le coefficient cinématique. Les lignes rouges indiquent la bande à l'intérieur de laquelle nous cherchons l'amplitude maximale du signal à sommer. Par rapport à la figure précédente, les phases sont plus difficiles à identifier visuellement avec cette représentation, à cause de la perte de la corrélation spatiale entre formes d'onde.	142

7.14	Construction de l'attribut sismique sur le point de coordonnées $X=40$, $Y=49$, $Z=6$ km à partir des sismogrammes enregistrés à la station KAMB. En haut à gauche est représentée la coupe horizontale de la carte des attributs sismiques (figure 7.9) à 6 km de profondeur. En haut à droite, est montrée la carte des tremblements de terre qui contribuent à la construction de l'attribut au point étudié. Les conventions sont identiques à celles de la figure 7.10. En bas à gauche sont représentées les sections sismiques correspondantes à la composante verticale (Z) et au produit des composantes horizontales ($NS*EW$). À droite est représenté le carré des amplitudes du signal calculé pour les mêmes sections. La ligne rouge sur les sections sismiques délimite la bande à l'intérieur de laquelle est recherché la valeur maximale de l'amplitude utilisée dans la sommation.	144
7.15	Construction de l'attribut sismique au point de coordonnées $X=30$, $Y=49$, $Z=6$ km à partir des sismogrammes enregistrés à la station KAMB. Les conventions sont les mêmes utilisées dans la figure précédente.	145
7.16	Coupes horizontales de la carte d'attributs sismiques construite, par sommation globale, à partir des résultats de la migration cinématique par point orienté avec interface locale horizontale. Les valeurs des attributs sismiques sont normalisées par rapport à la valeur maximale mesurée sur tout le modèle. La grille de calcul utilisée dans le processus de migration est de $2x2x1$ km ³	146
7.17	Même image que la précédente, obtenue pour un maillage de la grille de calcul de $1x1x1$ km ³ . La géométrie et la position en profondeur des horizons sismiques sont très semblables par rapport à la figure précédente.	147
7.18	a) Coupe SN de la carte des attributs sismiques à la coordonnée $X=44$ km. L'image montre un horizon superficiel (2-4 km) identifié par l'analyse des données enregistrées à la station KALI. Cet horizon a été déjà observé grâce à l'analyse par interface présentée dans le chapitre 6. Un horizon profond est lui aussi présent à environ 9 km de profondeur. b) Coupe SN de la carte des attributs sismiques à la coordonnée $X=48$ km. Il s'agit de la zone située à l'est de la coupe montré sur la figure (a). L'horizon sismique en correspondance de la station SOTE semble être corrélé spatialement à l'horizon se trouvant plus au sud. L'horizon profond, localisé à 9 km, est visible aussi sur cette coupe.	148
7.19	a) Coupe SN de la carte d'attributs sismiques à la coordonnée $X=36$ km, localisée en correspondance de la station KAMB. b) Coupe SN de la carte d'attributs sismiques à la coordonnée $X=40$ km, localisée en correspondance de la station SERG. Dans les deux coupes, aucun horizon superficiel n'est identifié (profondeurs inférieures à 5 km), tandis qu'un horizon plus profond ressort clairement.	149
7.20	Coupe NS localisée à la coordonnée $X=30$, en correspondance de la station KRIN. Un horizon sismique capable de générer d'importantes énergies PS transmises est identifié autour de 7 km de profondeur.	149
7.21	Sommation normalisée de la carte des attributs. En chaque point du modèle, les images correspondent à la somme des attributs sismiques associés à, au moins, deux stations.	150
7.22	Carte finale obtenue par migration cinématique des phases SP transmises sur 16 stations. La carte est réalisée par sommation normalisée des cartes des attributs construites pour chaque station.	152
7.23	Sections SN de la carte finale obtenue par l'étude des phases SP transmises. Les deux sections de la figure sont localisées, respectivement, aux coordonnées $X=42$ et $X=44$. Elles passent par la zone de la ville d'Aigion, au sud, et traversent le Golfe jusqu'à l'île de Trizonia. Une discontinuité importante est identifiée au-dessous du Golfe, à environ 2 km de profondeur.	153

7.24	Coupes SN correspondant aux coordonnées $X=32$ et $X=38$. En haut sont représentées les images obtenues par la migration des phases PS transmises. Sont ensuite représentées, respectivement : la coupe du modèle de vitesse P, la coupe du modèle déduit $V_p \cdot V_s$ et celle du modèle déduit V_p/V_s . Sur les modèles de vitesse sont représentées, par une isoligne, les zones ayant une valeur élevée d'attribut sismique (supérieur à 0,4). La ligne grise sur les bords des modèles délimite la partie résolue des modèles tomographiques (voir chapitre 5).	154
7.25	Coupes SN correspondant aux coordonnées $X=40$ et $X=44$. Les conventions sont les mêmes que dans la figure précédente.	156
7.26	Représentation tridimensionnelle des horizons sismiques identifiés et leur relation avec les modèles tomographiques déduits. En haut, sont montrées deux coupes du produit $V_p \cdot V_s$ et, en bas, sont présentées deux coupes du rapport V_p/V_s . La coupe SN de coordonné $X=40$ correspond à la coupe de la figure 7.25a. Les isosurfaces des horizons sismiques sont indiquées en rouge (figure a) et en vert (figure b).	157
7.27	Représentation tridimensionnelle des horizons sismiques identifiés par sommation globale normalisée. Dans ce second type de sommation, seuls les points éclairés par plusieurs stations sont pris en compte. Sur les figures sont représentées deux différentes coupes WE qui montrent la relation entre la zone couverte par l'isosurface associée à l'horizon sismique et la zone ayant une valeur élevée de rapport V_p/V_s	158
A.1	Résultat de la recherche globale et locale des points d'impact pour une phase réfléchie PP sur une interface de forme synclinale. Les symboles bleus et rouges représentent respectivement les stations et la source. L'interface est représentée par une grille. En bas, la même interface est représentée par un ensemble d'isocontours sur une coupe horizontale. En jaune sont mises en évidence les zones de réflexion identifiées par la recherche globale. Les croix noires indiquent les points d'impact déterminés par l'analyse locale des zones de réflexion. Dues à cette configuration géométrique particulière, trois ondes réfléchies PP sont générées à l'interface.	172
A.2	a) Temps calculés, pour chaque point de la surface, le long du parcours source - point - récepteur ; chaque temps t est représenté en fonction de la position x du point associé sur l'interface. b) Agrandissement de la figure (a). c) Position des points de l'interface, du couple source-récepteur, du parcours du rayon réfléchi PP et de la position du point d'impact (point rouge) identifié par la vérification de la loi de Snell-Descartes. Ce point correspond à l'extremum de la courbe des temps comme le prédit le principe de Fermat. La ligne verticale, à la coordonnée x du point, permet d'effectuer une corrélation visuelle.	173
A.3	Résultat de la recherche des points d'impact pour une phase PP réfléchie. Les conventions sont les mêmes que celles employées dans la figure A.1.	174
A.4	Résultat de la recherche des points d'impact pour une phase PP réfléchie. Les conventions sont les mêmes que celles employées dans la figure A.2.	174
B.1	Représentation du rayon incident, réfléchi et transmis pour une onde plane incidente sur une interface horizontale dans un milieu composé de deux demi-espaces homogènes. On appelle i l'angle formé par le rayon incident avec la normale n , r l'angle formé par le rayon réfléchi avec la normale et t l'angle formé par le rayon transmis avec la normale. p_i représente le vecteur lentueur associé au rayon incident, p_r le vecteur lentueur associé au rayon réfléchi et p_t le vecteur lentueur associé au rayon transmis. Dans le cas d'une réflexion, si la loi de Snell-Descartes est vérifiée, les vecteurs n et $p_i - p_r$ ont la même direction.	175

C.1	Station SERG : cartes des attributs sismiques (coupes horizontales) obtenus par migration des phases PS transmises avec une interface locale orientée selon différents azimuts ($0 \leq az < 360$) et inclinaisons ($0 \leq in \leq 30$). La migration est effectuée pour une configuration à récepteur commun.	178
C.2	Station SERG : cartes des azimuts des interfaces locales obtenus par migration des phases PS transmises avec une interface locale orientée selon différents azimuts ($0 \leq az < 360$) et inclinaisons ($0 \leq in \leq 30$). L'orientation des interfaces suit des pseudo-ellipses de migration.	179
C.3	Station SERG : cartes des inclinaisons des interfaces locales. La pente des interfaces suit la forme de pseudo-ellipses de migration.	180
C.4	Station KALI : cartes des attributs sismiques (coupes horizontales) obtenus par migration des phases PS transmises avec une interface locale orientée selon différents azimuts ($0 \leq az < 360$) et inclinaisons ($0 \leq in \leq 30$).	181
C.5	Station KALI : cartes des azimuts des interfaces locales obtenus par migration des phases PS transmises avec une interface locale orientée selon différents azimuts ($0 \leq az < 360$) et inclinaisons ($0 \leq in \leq 30$).	182
C.6	Station KALI : cartes des inclinaisons des interfaces locales.	183
D.1	Construction de l'attribut sismique sur le point de coordonnées $X=48$, $Y=43$, $Z=3$ km à partir des sismogrammes enregistrés à la station KALI. En haut à droite, est montrée la carte des tremblements de terre qui contribuent à la construction de l'attribut au point étudié (point vert sur la carte). Les conventions sont identiques à celles de la figure 7.10. En bas à gauche sont représentées les sections sismiques correspondantes à la composante verticale (Z) et au produit des composantes horizontales ($NS*EW$). À droite est représenté le carré des amplitudes du signal calculé pour les mêmes sections. La ligne rouge sur les sections sismiques délimite la bande à l'intérieur de laquelle est recherché la valeur maximale de l'amplitude utilisée dans la sommation. Une phase est alignée autour du temps zéro sur les composantes horizontales (composantes $NS*EW$). Cette phase est surtout visible sur les traces situées au centre de la section (traces 32-45).	186
D.2	Construction de l'attribut sismique sur le point de coordonnées $X=30$, $Y=27$, $Z=7$ km à partir des sismogrammes enregistrés à la station KRIN. À l'intérieur de la zone délimitée par les lignes rouges (section en bas à droite, composante $NS*EW$), on peut observer une forte énergie convertie sur certains sismogrammes (p. ex. les traces numéro 2, 5, 20-22, 25).	187
D.3	Construction de l'attribut sismique sur le point de coordonnées $X=38$, $Y=24$, $Z=7$ km à partir des sismogrammes enregistrés à la station KRIN. Comme sur la figure précédente, les phases alignées autour du temps zéro sont plus facilement visibles sur la section $NS*EW$ du carré de l'amplitude des sismogrammes (section en bas, à droite)	188
D.4	Construction de l'attribut sismique pour une phase transmise SP, sur le point de coordonnées $X=42$, $Y=29$, $Z=2$ km. Les deux sections représentent les sismogrammes enregistrés, respectivement, à la station KAMB (en haut) et à la station SERG (en bas). Les formes d'onde représentent l'enveloppe au carré de la composante verticale. Sur la gauche sont montrées les cartes indiquant la position des stations et des sources associées aux sismogrammes.	189

Liste des tableaux

6.1	Depth of the subhorizontal interface determined from stacks with uncertainty estimation from the spreading of the stack. The approximate horizontality of the interface is a posteriori verified.	122
-----	---	-----

Introduction

Cette thèse a pour cadre l'étude de la région occidentale du Golfe de Corinthe (Grèce). Mon travail a été, en partie, financé par le projet Européen 3F-CORINTH. La contribution dans ce projet du Laboratoire Géosciences Azur de Sophia-Antipolis, où j'ai effectué mon travail de thèse, a été, entre autres, l'organisation d'une campagne de sismique passive de 6 mois à laquelle j'ai participé. Les nombreuses données recueillies lors de cette expérience devraient permettre de réaliser une image sismique haute résolution du sous-sol.

La concomitance de la recherche pour le développement des outils d'analyse des données et de l'expérience de terrain pour recueillir ces mêmes données ne permettait donc pas d'appliquer, dans le cadre de ce projet, les techniques développées sur les données enregistrées durant la même période. Ceci est la raison pour laquelle les applications montrées dans ce travail de thèse se basent sur des données obtenues précédemment, lors d'une campagne de sismique passive, connue sous le nom de "Patras91" et réalisée dans la même région. Ces mêmes outils pourront s'appliquer aux nouvelles données.

Les outils développés dans le cadre de cette thèse ont pour but la définition d'une image détaillée du sous-sol à partir de l'analyse des ondes P et S d'une part et des ondes converties d'autre part. Le premier type d'onde nous permet de déterminer un modèle de vitesse sismique à grande échelle tandis que les phases converties nous fournissent une image des principales discontinuités sismiques.

L'utilisation d'enregistrements de tremblements de terre pour l'imagerie sismique du Golfe de Corinthe nous fournit un éclairage en profondeur de cette région. Cependant, les limitations associées aux données de sismique passive rendent difficile l'application des techniques classiques de l'imagerie sismique. L'adaptation et l'application de ces techniques, conçues pour des géométries régulières avec des sources contrôlées, représentent donc l'enjeu de ce travail.

Dans le premier chapitre, je dresserai le cadre théorique de l'ensemble des outils que j'ai utilisés et/ou mis en place pour obtenir des images haute résolution du milieu. La première partie est consacrée à la tomographie des temps de première arrivée, la seconde au principe de la migration sismique en profondeur.

Le deuxième chapitre fait un rapide résumé du cadre géodynamique de la région du Golfe de Corinthe. Il explique quelles sont les questions qui restent en suspend concernant la structure crustale de cette région.

Dans le troisième chapitre, un bref rappel de la campagne sismologique "Patras 91" est donné ainsi qu'une présentation de la sélection effectuée sur les données.

Toute tomographie sismique doit nécessairement commencer par une série de tests afin de calibrer différents aspects du processus d'inversion. C'est ce que développe le quatrième chapitre.

Le cinquième chapitre, qui a été publié sous forme d'article dans la revue *Geophysical Journal International*, montre les résultats de l'inversion des temps de première arrivée dans la région d'Aigion. Ces résultats sont présentés sous la forme de cartes de vitesse pour les ondes P et S, de cartes de paramètres déduits tels que V_p/V_s et $V_p \cdot V_s$, ainsi qu'une localisation précise des sources sismiques dans un milieu hétérogène.

Le sixième chapitre a été, lui aussi, l'objet d'une publication dans la revue *Comptes Rendus Geoscience*. Il présente les résultats obtenus sur le Golfe de Corinthe concernant la recherche d'interfaces planes par une technique d'essai-erreur. Ce chapitre se concentre en particulier sur des interfaces superficielles.

Le dernier chapitre propose enfin une approche plus systématique pour la recherche des discontinuités sismiques. Cette approche est basée sur les techniques de migration en profondeur avant sommation. En dépit d'une couverture limitée, les résultats sont très encourageants et permettent de mettre évidence des horizons sismiques profonds qu'on peut associer à des structures crustales majeures.

Chapitre 1

Imagerie sismique de la structure interne de la Terre

1.1 Introduction

Les techniques d'imagerie sismique nous permettent de définir la structure interne de la terre et ses propriétés physiques. Elles s'appuient sur l'utilisation de toute l'information contenue dans le sismogramme (ondes directes, réfléchies, transmises ou bien ondes de surface). Ces techniques, comme par exemple l'analyse des temps d'arrivée des différents types d'onde ou la modélisation de leurs amplitudes, se sont diversifiées et améliorées au cours du temps pour répondre aux exigences de la communauté scientifique et, surtout, du monde de l'industrie.

L'imagerie sismique s'est développée selon deux axes de recherche : la sismique active, ou d'exploration, basée sur l'utilisation de sources contrôlées, et la sismologie associée à l'enregistrement des tremblements de terre et que nous pouvons considérer comme une sismique passive.

Actuellement, les méthodes d'imagerie propre à la sismique d'exploration se basent de plus en plus sur des techniques d'analyse du champ d'onde complet (par exemple Pratt, 1999). En effet, elles mettent à profit l'échantillonnage dense du milieu, fourni par des configurations géométriques entre sources et stations. En revanche, ces sources sont toujours plus ou moins superficielles, fournissant un éclairage limité.

Les méthodes d'imagerie employées en sismique passive sont, par certains aspects, plus limitées, en raison du type de source utilisé. En effet, les séismes sont des sources "incontrôlables" : on ne connaît ni leur position ni leur temps d'origine. La localisation des séismes est donc une étape supplémentaire à effectuer pouvant entraîner diverses indéterminations. De surcroît, les tremblements de terre sont caractérisés par des énergies et des mécanismes aux foyers très variables. Par contre, les séismes peuvent survenir en profondeur améliorant l'éclairage du milieu traversé par les ondes. Retenons que la répartition irrégulière des sources et la couverture éparse des stations d'une part, et l'absence de connaissance de la fonction source d'autre part rendent difficile l'application en sismique passive des techniques développées pour la sismique d'exploration. Cela implique donc un effort supplémentaire pour qui veut utiliser ces techniques d'imagerie avec des sources naturelles.

Les techniques d'imagerie sismique sont principalement utilisées pour obtenir un modèle représentant la distribution des vitesses des ondes sismiques dans le proche sous-sol. Ces modèles de vitesse peuvent être décomposés en deux parties : un modèle à grande longueur d'onde (que l'on appelle macromodèle) en général lisse, et un terme haute fréquence portant les discontinuités des propriétés physiques. Le premier représente les variations de vitesse à grande échelle tandis que le second est associé aux petites hétérogénéités spatiales de vitesse (interfaces ou points diffractants). Ce dernier terme est généralement obtenu par l'étude des ondes réfléchies/transmises/diffractées.

La décomposition en deux termes du milieu implique un ordre à respecter dans l'obtention

d'une image détaillée du sous-sol. En effet, l'analyse haute fréquence requiert la connaissance du milieu à grande longueur d'onde. Ceci est valable aussi bien pour la sismique active que pour la sismique passive.

En sismique passive, le macromodèle est le plus souvent obtenu grâce à une tomographie des temps de première arrivée. Cette dernière permet de déterminer simultanément le champ de vitesse à grande longueur d'onde et la localisation des tremblements de terre. L'étape suivante consiste à utiliser l'information contenue dans les ondes secondaires (réfléchies/transmises) afin de définir le terme haute fréquence de notre image sismique.

Les ondes réfléchies/transmises sont très utilisées en sismique active. Dans le cas de milieux pétrolifères relativement simples (bassins sédimentaires, marges tectoniquement simples), la procédure classique de l'analyse de vitesse, fondée sur les hyperboles de réflexion, permet d'obtenir un milieu de vitesse lisse, essentiellement vertical. Ce milieu est ensuite utilisé lors de la migration en profondeur pour construire une image du milieu bidimensionnelle ou tridimensionnelle. Les techniques de migration sont nombreuses et elles ont l'ambition de reconstruire des images complexes du milieu en tenant compte d'une propagation plus réaliste des ondes.

L'application des techniques de migration en sismique passive est cependant moins fréquente. La migration de signaux sismiques associés à des séismes locaux n'a été introduite que récemment (Chávez-Pérez et Louie, 1998; Stroujkova et Malin, 2000; Louie et al., 2002). En effet, ce type de technique nécessite des adaptations des outils classiques de la sismique d'exploration afin de respecter les particularités associées à l'utilisation de sources naturelles (géométrie irrégulière, couverture insuffisante, magnitude et variabilité de la fonction source comme par exemple les variations dues à la directivité et aux mécanismes au foyer).

Dans ce chapitre, nous présentons les techniques de base qui ont été utilisées pour définir la structure sismique crustale du Golfe de Corinthe. Nous avons suivi une approche classique en deux étapes : une première afin de reconstruire le macromodèle et la localisation des sources, puisque nous travaillons en sismique passive, et une seconde, liée à la recherche et à l'interprétation des ondes converties. Nous définissons ici les ondes converties comme étant les ondes réfléchies ou transmises qui comportent des changements de mode de propagation (P versus SV et SV versus P).

Dans la première étape, le macromodèle est obtenu par une tomographie des temps de première arrivée des ondes de volume P et S. Dans la seconde étape, nous empruntons à la sismique active des concepts comme la correction avant sommation ("move-out"), la sommation des sismogrammes après correction des temps ("stack") et la migration en profondeur avant sommation ("prestack migration"). Dans ce contexte, nous avons développé des techniques spécifiques pour l'analyse des enregistrements des tremblements de terre.

1.2 Analyse des temps de première arrivée : la quête du milieu initial

Depuis le début du XX^{ème} siècle, des méthodes d'analyse des temps d'arrivée ont été développées pour déterminer la structure de la terre. Une des premières méthodes a été formulée par Herglotz, Wiechert et Bateman, d'où le nom "méthode HWB". Il s'agit d'une méthode d'inversion analytique des hodochrones (temps d'arrivée des ondes en fonction de la distance source-récepteur) pour reconstruire, de façon unique, la distribution de la vitesse sismique en fonction de la profondeur. Cette méthode a été conçue initialement pour modéliser des variations croissantes de vitesse en profondeur à partir des temps d'arrivée des ondes de volume.

Successivement, à partir de la méthode HWB, d'autres relations ont été dérivées afin de tenir compte de structures unidimensionnelles plus complexes comme, par exemple, celle intégrant des couches à faible vitesse (Gerver et Markushevich, 1966). Néanmoins, ces méthodes d'inversion nécessitent de fortes approximations, comme la représentation 1D du milieu de vitesse ou la continuité

de la courbe hodochrone $T(x)$. Cette dernière condition implique une interpolation des données car, dans la réalité, nous disposons seulement de données discrètes.

Mais des modèles simples de terre peuvent être construits avec d'autres techniques. On rappelle, par exemple, les techniques de recherche de la meilleure reproduction des hodochrones à l'aide de segments de droite ("straight-line fitting") ou les méthodes d'inversion $\tau(p)$, basées sur la linéarisation du problème direct par passage du domaine $T(x)$ au domaine $\tau(p)$ (Gerver et Markushevich, 1966; Bessonova et al., 1974).

Souvent, la recherche d'un modèle unidimensionnel de terre représente une étape incontournable pour construire des modèles plus complexes (2D ou 3D). En effet, les méthodes d'inversion par perturbation des premières arrivées ont besoin d'un modèle de vitesse initial. Dans ce cas, un modèle 1D représente une structure simple qui explique en moyenne les données et peut constituer un modèle initial valide.

La recherche du "meilleur" modèle initial pour l'inversion tomographique par perturbation est encore aujourd'hui un sujet de discussion. Kissling et al. (1994) ont montré l'importance du choix du modèle initial, car il conditionne fortement le résultat de l'inversion linéarisée. Ils proposent d'inverser les écarts des temps de première arrivée et les statiques aux stations pour obtenir le "modèle 1D minimum", qu'ils définissent comme étant le "meilleur" modèle 1D initial. Cependant, cette opération s'effectue par le biais d'une inversion linéarisée qui nécessite, à son tour, un autre modèle initial et des informations a priori impliquant une perte importante d'objectivité.

Dans notre démarche, nous avons choisi d'effectuer une recherche plus étendue et systématique du modèle initial, basée sur des "tirages aléatoires" des modèles. Les temps d'arrivée sont alors calculés dans chaque modèle aléatoire et le modèle préféré correspond à celui dont le résidu entre les temps observés et calculés est minimal. Cette approche présente l'avantage de ne pas nécessiter d'informations a priori et nous fournit, en même temps, une bonne exploration de l'espace des modèles initiaux.

Il faut toutefois rappeler que notre exploration du modèle initial concerne seulement l'espace des modèles unidimensionnels. En effet, une exploration complète de l'espace de tous les modèles, comprenant aussi les modèles tridimensionnels (3D), serait trop coûteuse en terme de temps de calcul. Au contraire, nous obtenons des modèles plus complexes (3D) en utilisant d'autres méthodes basées sur l'analyse des écarts des temps de première arrivée.

1.3 Analyse des écarts des temps de première arrivée : le milieu raffiné 3D

Les méthodes d'inversion linéarisée, basées sur une approche par perturbation, représentent des outils de tomographie tridimensionnelle qui sont caractérisés par une bonne efficacité et une rapidité de calcul élevée grâce aux puissances accrues des ordinateurs.

La tomographie des écarts des temps de première arrivée (Nolet, 1987) se fonde sur la linéarisation du problème direct et sur l'inversion d'un système linéaire : dans ce système, les données sont représentées par les écarts des temps d'arrivée observés et calculés dans un modèle a priori. Grâce aux temps de calcul relativement rapides, comparés aux temps des méthodes d'inversion non-linéaire, les méthodes d'inversion linéarisée permettent de traiter un grand nombre de paramètres et de données. En même temps, la réduction du problème d'inversion à la résolution d'un système linéaire permet d'estimer, de façon relativement simple, la matrice de résolution et la matrice de covariance (Menke, 1984). Nous insisterons particulièrement sur la matrice de résolution.

Cependant, les méthodes d'inversion par perturbation ne permettent l'exploration de l'espace des modèles qu'au voisinage d'un modèle a priori. Pour cette raison, la tomographie des écarts des temps nécessite une étude préliminaire du modèle initial qui conditionne fortement le résultat final (Kissling et al., 1994). Néanmoins, on peut réduire, dans une certaine limite, l'inconvénient de la

dépendance de la solution par rapport au modèle initial. En effet, nous avons utilisé une procédure itérative où le modèle obtenu à chaque itération est réinjecté dans le processus d'inversion comme nouveau modèle initial. Les rayons sont retracés dans ce modèle et l'inversion des écarts des temps est effectuée à nouveau (Michellini et McEvilly, 1991; Hole, 1992; Benz et al., 1996; Le Meur et al., 1997, entre autres). C'est l'inversion linéarisée. De surcroît, nous avons procédé à une exploration plus étendue de l'espace des modèles en essayant un grand nombre d'inversions à partir de différents modèles initiaux.

Par ailleurs, la rapidité de calcul associée à ces méthodes d'inversion trouve une application non négligeable dans l'étude de la résolution et de l'erreur associées à la solution. On peut, par exemple, appliquer des analyses statistiques basées sur le rééchantillonnage aléatoire des données (méthodes dites de "bootstrap" ou de "jackknife"). Nous avons profité de cette rapidité de calcul pour mettre en œuvre une reconstruction numérique de la matrice de résolution.

Finalement, la possibilité de résoudre un grand nombre de paramètres rend la méthode d'inversion par perturbation adaptée à la solution de problèmes comme la détermination simultanée des modèles de vitesse et de la localisation des séismes.

C'est donc ce type de méthode que nous avons utilisé pour définir un modèle de vitesse à basse fréquence du Golfe de Corinthe.

1.4 Rappel des notions de base sur les méthodes d'inversion par perturbation

1.4.1 Linéarisation du problème direct

Les méthodes d'inversion des écarts des temps de première arrivée se basent sur la linéarisation du problème direct grâce à la théorie des petites perturbations (Nolet, 1987).

Les temps de propagation d'une onde sismique dans un milieu donné sont corrélés au champ de lenteur (inverse de la vitesse), mesuré le long du parcours du rayon selon l'équation intégrale :

$$t_i = \int_{L_i(u(x,y,z))} u(x,y,z) dl \quad (1.1)$$

où t_i est le temps de propagation de l'onde pour un couple source-station i , $L_i(u(x,y,z))$ est le parcours du rayon et $u(x,y,z)$ est le champ de lenteur. Une telle relation est non-linéaire, car le parcours du rayon est lui-même fonction du champ de lenteur. Si nous avons une idée de la distribution de la lenteur dans le milieu (modèle initial), alors nous pouvons calculer les temps d'arrivée dans ce modèle :

$$t_i^0 = \int_{L_i^0(u(x,y,z))} u_0(x,y,z) dl \quad (1.2)$$

où $L_i^0(u(x,y,z))$ est le parcours du rayon dans le modèle initial u_0 . Pour de petites perturbations de ce modèle, les écarts des temps d'arrivée peuvent être corrélés à ces perturbations selon la relation :

$$\delta t_i = t_i - t_i^0 = \int_{L_i} u dl - \int_{L_i^0} u_0 dl \approx \int_{L_i^0} \delta u dl \quad (1.3)$$

Dans l'équation 1.3, l'approximation est faite sur la base du principe de Fermat. En effet, l'intégrale le long du rayon L_i , dont on ne connaît pas le parcours a priori, peut être remplacée par l'intégrale calculée le long du rayon L_i^0 qui est tracé dans le modèle initial. La perturbation du temps de parcours est donc proportionnelle à la perturbation du champ de lenteur, tandis que l'erreur commise en négligeant la perturbation sur le parcours du rayon est seulement de deuxième ordre. Cette approximation est possible si l'on considère des petites perturbations du modèle. Bien sûr, la réciproque n'est pas vraie et des petits écarts de temps de propagation peuvent provenir de milieux

très différents. L'équation 1.3 représente donc la linéarisation du problème non-linéaire exprimé par l'intégrale 1.1.

Dans les problèmes de tomographie à partir de tremblements de terre locaux, les temps de première arrivée dépendent aussi du temps origine du séisme (τ_i) et des coordonnées de la source (x_1, x_2, x_3), qui sont des paramètres inconnus supplémentaires. Dans ce cas, les écarts des temps d'arrivée peuvent être reliés aux perturbations des paramètres de l'hypocentre et de la vitesse en utilisant l'approximation linéaire suivante (Thurber, 1992) :

$$\delta t_i = \sum_{k=1}^3 \frac{\delta t_i}{\delta x_k} \Delta x_k + \Delta \tau_i + \int_{L_i^o} \delta u \, dl \quad (1.4)$$

où $\delta t_i / \delta x_k$ sont les dérivées partielles des temps par rapport aux paramètres de l'hypocentre

En général, étant donnée la relation non-linéaire entre les données d et les paramètres du modèle m :

$$d = g(m) \quad (1.5)$$

la linéarisation du problème revient à résoudre :

$$\delta d = G|_{m_0} \delta m \quad (1.6)$$

où $G|_{m_0}$ représente le noyau du problème direct et correspond à la relation entre la perturbation des données et celle des paramètres du modèle par rapport à un modèle connu a priori m_0 .

1.4.2 Paramétrisation du milieu

Afin de résoudre le système d'équations présenté en 1.4, il est nécessaire de décrire le champ de lenteur avec un nombre discret de paramètres en ajoutant les paramètres de chaque séisme. Le milieu est généralement décomposé sur une base de fonctions continues dans l'espace. Dans ce cas, la fonction lenteur u est décrite par :

$$u = \sum_{i=1}^n u_i f_i \quad (1.7)$$

Divers types de fonctions de base sont couramment utilisés en tomographie : blocs à vitesse constante (Aki et Lee, 1976), couches homogènes à vitesse constante (Crosson, 1976), représentation spectrale dans l'espace cartésien (Fourier), harmoniques sphériques en tomographie globale (Woodhouse et Dziewonski, 1984) ou encore grille régulière de noeuds avec une fonction d'interpolation. Cette fonction d'interpolation peut être, par exemple, de type linéaire (Thurber, 1993) ou de type spline bicubique (Michellini et McEvilly, 1991; Le Meur et al., 1997).

Le choix du type de paramétrisation contrôle, d'un côté, la résolution de l'inversion et, d'un autre côté, la représentation géométrique des hétérogénéités du champ de vitesse sismique dont nous voulons donner une interprétation géologique. Entre différentes sortes de paramétrisation, Toomey et Foulger (1989) soulignent l'objectivité d'une paramétrisation de type nodal qui ne présuppose aucune géométrie particulière pour les hétérogénéités. Cet aspect est intéressant pour nous qui cherchons une image de la structure interne de la subsurface terrestre la plus proche possible de la réalité.

C'est donc ce dernier type de paramétrisation, avec une fonction d'interpolation trilineaire du champ de la lenteur, que nous allons utiliser dans notre étude tomographique.

1.4.3 Résolution du problème direct

Pour résoudre le problème direct, il faut déterminer le temps de trajet d'une onde, de la source au récepteur. Cela consiste, dans notre cas, à effectuer un tracé de rayon entre deux points. Ceci

est différent d'un simple tracé de rayon à partir d'une position de la source et d'un angle de tir. En effet, trouver le rayon qui passe par deux points dans un modèle hétérogène tridimensionnel est un problème beaucoup plus complexe et coûteux. Jusqu'à présent, différentes techniques ont été proposées pour le tracé de rayon entre deux points. On rappelle, par exemple, la méthode de "shooting" (Cerveny, 2001) ou la méthode de tracé du rayon approximé ("approximate ray-bending") utilisé par Thurber (1983). Même si ces techniques sont utilisées en tomographie, la modélisation de la propagation des ondes par tracé de rayon a des limitations dues aux zones d'ombre et à la nécessité d'un milieu de propagation lisse.

Une alternative au tracé de rayon au sens strict du terme est l'approche du tracé de rayon par fronts d'onde, basé sur un échantillonnage global du milieu de propagation par les temps de propagation. Dans ce cas, le problème du parcours le plus bref entre deux points ne se pose plus : il est nécessaire de reconstruire la propagation des fronts d'onde dans tout l'espace pour une source ou un récepteur donné. Le temps d'arrivée entre les deux points est déduit d'une interpolation du front d'onde aux deux extrémités. Le rayon est ensuite déterminé par un tracé a posteriori de la source/récepteur vers le récepteur/source. Le choix d'échantillonnage du milieu se fera suivant le nombre de sources et de récepteurs. On a intérêt à effectuer cet échantillonnage à partir du plus petit nombre. Cela dépendra des applications. Dans notre cas, nous le ferons à partir des stations.

Comme nous sommes intéressés aux premières ondes, nous optons pour des techniques de reconstruction du front d'onde se fondant sur la résolution de l'équation Eikonale par différences finies (Vidale, 1990; Podvin et Lecomte, 1991; Hole et Zelt, 1995, entre autres). Ces techniques sont très rapides. Elles permettent de calculer les temps de première arrivée du front d'onde qu'il soit direct, diffracté ou conique dans tout le milieu. En un point, un seul, le premier des fronts, est pris en compte.

Dans ce travail de thèse, nous avons suivi cette approche. Comme dans les précédents travaux de tomographie (Hole, 1992; Le Meur, 1994; Benz et al., 1996; Hole et al., 2000), nous utilisons le gradient du champ des temps du front d'onde pour tracer a posteriori le rayon d'un point quelconque du milieu (source) au récepteur. De cette façon, nous obtenons toujours une trajectoire qui est une bonne approximation du rayon même dans des milieux fortement complexes.

Paramétrisation du milieu pour le calcul des fronts d'onde

Le calcul des fronts d'onde selon la solution de l'équation Eikonale par différences finies (Vidale, 1990; Podvin et Lecomte, 1991) nécessite une représentation du milieu par blocs en général cubiques à vitesse constante puisque, dans un bloc, les temps de parcours sont calculés analytiquement suivant des trajectoires rectilignes. Il existe aussi d'autres types de schéma où la vitesse et le temps d'arrivée sont définis sur le même point (Sethian et Popovici, 1999). La discrétisation est alors légèrement différente. Dans notre étude, nous avons choisi d'utiliser l'algorithme, ainsi que le code associé, proposé par Podvin et Lecomte (1991) que nous appellerons dorénavant P&L.

La paramétrisation de calcul P&L est différente de celle que nous utilisons pour l'inversion des écarts des temps (figure 1.1). Selon Hole (1992), la paramétrisation utilisée pour l'inversion des données ne doit pas nécessairement être la même que celle utilisée pour résoudre le problème direct, c'est-à-dire calculer les temps de première arrivée. Dans son travail, Hole (1992) calcule les temps d'arrivée ainsi que les dérivées partielles dans un modèle à blocs, le rayon étant un segment de droite à l'intérieur de chaque cellule. Il est donc obligé d'utiliser une discrétisation très fine (au détriment de la rapidité de calcul) pour estimer de façon précise les temps d'arrivée, le tracé de rayon a posteriori ainsi que les dérivées partielles (Hole, 1992; Hole et al., 2000).

Au contraire, nous utilisons le modèle à blocs cubiques seulement pour tracer les rayons. Nous ne retenons pas les temps de parcours issus de la résolution de l'Eikonale. Les temps d'arrivée et les dérivées partielles sont calculés dans un deuxième temps avec la paramétrisation (grille et fonction d'interpolation trilinéaire) du modèle de vitesse à inverser. Cette approche nous permet de nous

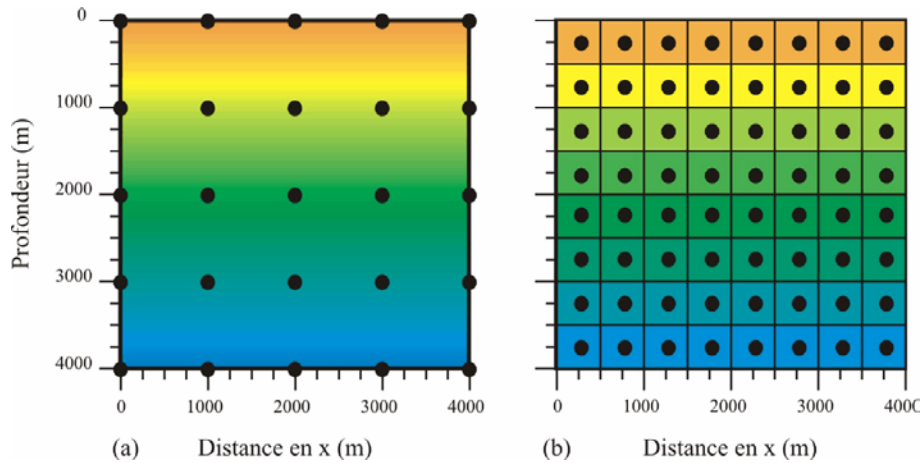


FIG. 1.1: *Modèle avec un gradient vertical de vitesse : (a) paramétrisation du milieu utilisée pour l'inversion. La grille des noeuds servant à l'interpolation trilineaire est représentée par des points noirs. (b) paramétrisation utilisée pour le calcul des temps des fronts d'onde (description par blocs avec lenteur homogène).*

affranchir en grande partie de la paramétrisation utilisée pour résoudre l'équation Eikonale par différences finies. Le modèle cubique P&L est construit par interpolation à partir du modèle de vitesse initial à inverser (figure 1.1). Nous pouvons prendre des blocs cubiques relativement grands et avoir une bonne précision sur les temps de parcours. Ceci rend le calcul des temps de première arrivée très rapide.

Calcul des temps de première arrivée

La précision des temps de première arrivée calculés avec P&L dépend de la discrétisation de la grille qui paramétrise le milieu de propagation. Pour atteindre les précisions requises par la tomographie en tout point du milieu, il faut une discrétisation relativement fine, induisant des coûts informatiques en terme de mémoire et de temps calcul non négligeables. Un moyen simple et efficace pour réduire ce coût, sans perte de précision sur le résultat, est de calculer le temps de première arrivée le long du parcours du rayon.

Dans un premier temps, on calcule les temps de première arrivée des fronts d'onde en utilisant la technique de P&L. Les rayons sont alors tracés a posteriori des sources aux récepteurs. Ensuite, les temps de parcours sont recalculés grâce à l'intégrale du champ de lenteur le long du rayon. Ce champ de lenteur est calculé en chaque point sur le rayon en considérant la grille d'inversion. L'interpolation est celle qui sera considérée durant l'inversion. On obtient ainsi une précision plus uniforme des temps de parcours. Par conséquent, cette procédure permet de rendre le calcul des temps de première arrivée relativement indépendant de la discrétisation de la grille de calcul des différences finies, même si une dépendance subsiste au second ordre due au parcours du rayon. Comme nous devons parcourir les rayons pour estimer les dérivées partielles du problème inverse (section suivante), le surcoût de cette stratégie algorithmique d'un recalcul des temps est très faible.

Nous montrons maintenant deux exemples dans lesquels nous comparons les temps d'arrivée calculés avec P&L seul et ceux recalculés le long du rayon.

Dans le premier exemple, nous avons considéré un modèle de vitesse homogène (4000 m/s) de dimension $56 \times 56 \times 20$ km³. La discrétisation de la grille pour les différences finies est de 500 m. Près de 16000 points récepteurs sont distribués dans tout le volume. Pour une source donnée, les temps d'arrivée ont été calculés selon les deux procédures et comparés aux temps analytiques. Dans la figure 1.2 sont montrés les résidus des temps calculés par rapport aux temps analytiques. Les temps recalculés le long du rayon montrent une précision qui est 10 fois supérieure à celle obtenue selon

le calcul des fronts d'onde (5×10^{-4} s par rapport à 5×10^{-3} s).

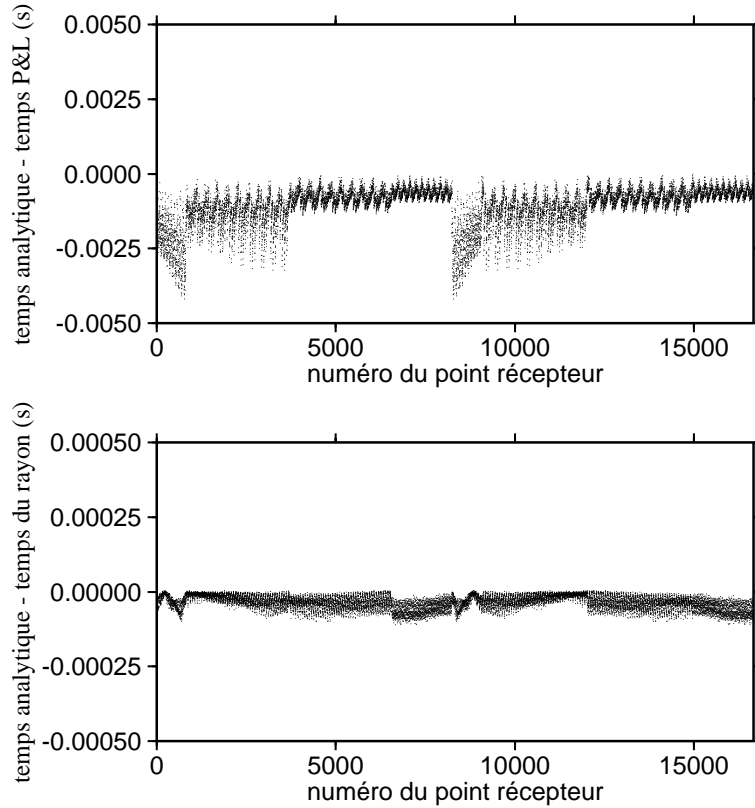


FIG. 1.2: Comparaison entre les temps calculés avec P&L (en haut) et les temps recalculés le long du rayon (en bas). En haut, sont représentés les résidus entre les temps analytiques et les temps calculés avec P&L dans un milieu à vitesse constante ; en bas, sont montrés les résidus entre les temps analytiques et les temps recalculés le long du rayon dans le même milieu. Pour réaliser cette figure, nous avons utilisé environ 16000 récepteurs distribués dans un volume de $56 \times 56 \times 20$ km³.

Dans le second exemple, nous avons considéré un milieu à gradient vertical de vitesse ($0,2 \text{ s}^{-1}$). Les temps calculés selon les deux procédures sont confrontés avec les temps obtenus avec P&L sur une grille très fine (20 m). Ces derniers sont donc considérés comme temps de référence.

Dans la figure 1.3a sont représentés les résidus des temps calculés pour une grille de différences finies de 500 m. En bas sont montrés les rayons associés au dispositif source-récepteur. Même dans le cas d'un milieu à gradient, les résidus entre temps calculés avec P&L et temps de référence sont supérieurs à ceux associés aux temps recalculés le long du rayon. Si les temps le long du rayon sont calculés avec une discrétisation de 20 m (figure 1.3b), les résidus restent faibles (inférieurs à 5×10^{-3} s).

Considérons le même test mais en réduisant la dimension de la grille de calcul. Nous observons alors que les temps d'arrivée calculés le long du rayon sont moins sensibles à cette variation. La figure 1.4, où sont reportés les résidus maximums (en valeur absolue) observés entre temps calculés et temps de référence, nous le montre clairement. Même, une discrétisation de 500 m est suffisante. En effet, on observe que la courbe des résidus maximums obtenus le long du rayon par rapport à la discrétisation de la grille croît plus lentement que la courbe associée au calcul avec les différences finies au fur et à mesure que le pas grandit. Bien sûr, puisque nous avons pris comme temps de référence les temps P&L calculés sur une grille très fine, les écarts n'ont pas de signification en dessous de 50 m.

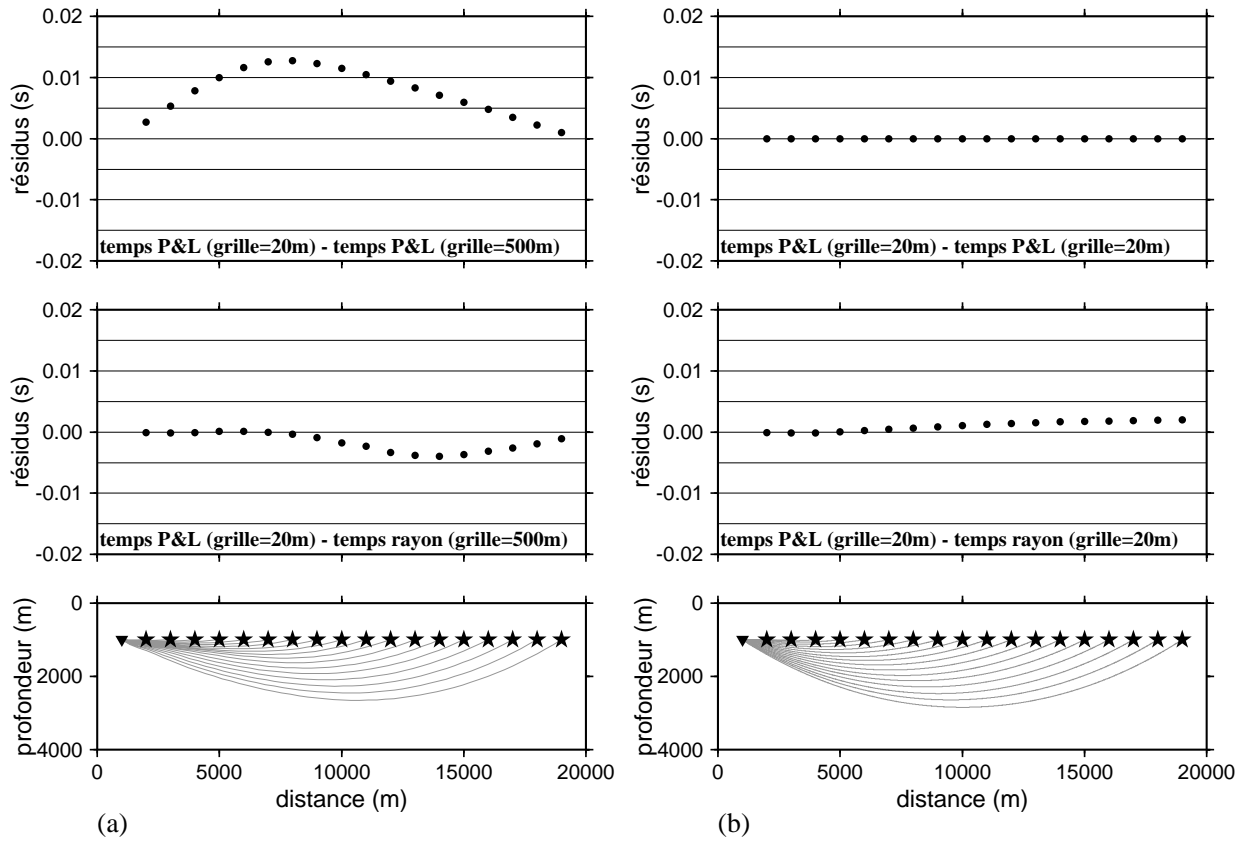


FIG. 1.3: Comparaison entre les temps calculés selon les deux procédures analysées (calcul P&L et calcul le long du rayon) et les temps de référence (temps calculés avec P&L sur une grille de 20 m). a) Discrétisation de la grille de calcul à 500 m. En bas sont montrés les rayons associés au dispositif source-récepteur, au centre les résidus entre temps calculés le long du rayon et temps de référence et en haut les résidus entre temps calculés avec P&L et temps de référence. b) Même figures que (a) mais pour une discrétisation de la grille à 20 m.

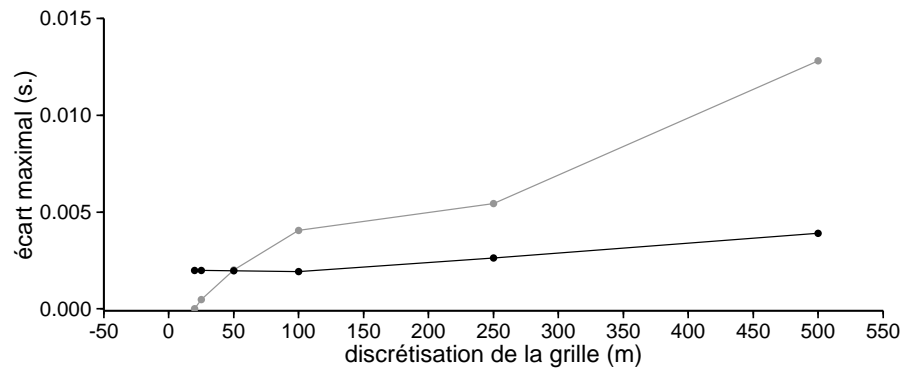


FIG. 1.4: Courbes de variation de l'écart maximum entre temps calculés et temps de référence (valeurs absolues), en fonction de la discrétisation de la grille de calcul pour P&L. La courbe grise correspond à l'écart observé avec P&L tandis que la courbe noire correspond à celui obtenu avec des temps recalculés le long du rayon.

1.4.4 Description du problème inverse linéarisé

Notre ambition, dans cette section, est de dessiner les grands traits du problème inverse. Nous ne désirons pas décrire à nouveau la théorie du problème inverse, vaste domaine que couvrent d'excellents livres (Tarantola, 1987; Menke, 1984).

La relation 1.4 entre les écarts des temps d'arrivée et les perturbations du champ de lenteur et des localisations des hypocentres constitue un système d'équations linéaires. Le problème inverse est la résolution de ce système qui est du type :

$$Ax = b \quad (1.8)$$

où b est le vecteur de dimension m qui représente les données (dans notre cas, les écarts des temps d'arrivée), x est le vecteur de dimension n qui correspond aux paramètres à calculer (lenteur, position et temps origine des séismes) et A (noyau du problème direct) est la matrice $m \times n$ qui relie les données aux paramètres du modèle (les dérivées partielles des temps de parcours par rapport aux paramètres du modèle).

Le système $Ax = b$ possède les caractéristiques suivantes (Van der Sluis et Van der Vorst, 1987).

- 1/ C'est un système creux d'équations, c'est-à-dire que seulement un nombre relativement petit d'éléments de la matrice A est non nul.
- 2/ Ce système est, en même temps, sur- et sous-déterminé : en effet le nombre d'observables est très supérieur au nombre de paramètres à déterminer et, en même temps, beaucoup de paramètres ne sont pas déterminables à cause du nombre insuffisant de données associées à ces paramètres.
- 3/ Il n'existe pas de vecteur x qui satisfasse exactement l'équation 1.8 dans le sens où les données représentées par le vecteur b sont entachées d'erreurs.

Une des méthodes les plus utilisées pour résoudre ce type de problème est la recherche d'une solution au sens des moindres carrés. Cela consiste à estimer le vecteur x qui minimise la fonction :

$$\min \|Ax - b\|_{L_2} \quad (1.9)$$

Puisque le problème inverse est sous-déterminé, la solution n'est pas unique. Il est donc nécessaire d'introduire une régularisation, c'est-à-dire une condition supplémentaire qui permette de converger vers une seule solution.

Une approche classique pour résoudre les problèmes sous-déterminés est la recherche d'une solution au sens des moindres carrés amortis (Menke, 1984). Le système à résoudre devient :

$$\begin{bmatrix} A \\ eI \end{bmatrix} x = \begin{bmatrix} b \\ 0 \end{bmatrix} \quad (1.10)$$

où I est la matrice identité et e est le paramètre qui contrôle le degré d'amortissement.

Ce degré d'amortissement définit la perturbation des amplitudes par rapport au modèle de référence, autrement dit la distance entre les paramètres initiaux et les paramètres finaux du modèle. Sa valeur contrôle la relation ("trade off") entre l'écart des données ("misfit") et la variance du modèle obtenu. Si une valeur d'amortissement trop grande dégrade le "misfit", une valeur trop petite au contraire l'améliore, mais augmente la variance du modèle et conduit vers une solution physiquement impossible.

Puisque le paramètre d'amortissement influe sur la solution de l'inversion, son choix requiert une étude préliminaire. Un moyen simple pour déterminer la valeur de ce paramètre est l'utilisation de tests synthétiques. Ces tests doivent être adaptés à chaque cas particulier, c'est-à-dire aux données disponibles, à la paramétrisation du modèle et à la géométrie d'acquisition. Dans la section 4.2 sont présentés des exemples de tests synthétiques, effectués dans le cadre de la tomographie des temps de première arrivée dans la région occidentale du Golfe de Corinthe.

Enfin, une formulation rigoureuse devrait prendre aussi en compte la matrice de covariance sur les données pour pouvoir déduire l'erreur sur les paramètres à déterminer. Cependant, nous n'avons pas effectué cet étude dans notre travail.

Solution du système linéarisé

La solution du système linéarisé est obtenue par une des nombreuses techniques qui transforment la matrice A comme, par exemple, les décompositions par valeurs singulières (SVD), LU (Lower-Upper) ou Cholesky (voir par exemple Press et al., 1992). On obtient ainsi une résolution dite directe. Cependant, à cause du nombre élevé de paramètres qui sont généralement impliqués dans les problèmes de tomographie, on recourt normalement à des techniques de résolution itérative, évitant ainsi l'inversion ou la décomposition de la matrice. On rappelle, par exemple, les techniques comme la ART (Algebraic Reconstruction Technique) ou la SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique).

L'outil de résolution utilisé dans notre approche tomographique se fonde sur l'application de la méthode itérative de gradients conjugués, dénommée LSQR et développée par Paige et Saunders (1982). Ce choix est justifié par les études de Nolet (1984,1985) et ensuite de Van der Sluis et Van der Vorst (1987) qui ont montré la plus grande stabilité de cet algorithme par rapport aux autres méthodes itératives couramment utilisées en tomographie.

1.4.5 Inversion conjointe de paramètres de différente nature : normalisation et pondération

La définition d'une image du sous-sol à partir de données de sismique passive requiert l'inversion de paramètres de différente nature comme le champ de vitesse des ondes P, celui des ondes S, le temps origine et la position des tremblements de terre.

Jusqu'à présent, de nombreux auteurs ont discuté de la nécessité d'estimer simultanément ces paramètres afin de pallier le problème bien connu de la dépendance entre hypocentre et vitesse du milieu en tomographie passive (voir par exemple Thurber, 1992).

Dans le cas de l'inversion simultanée, le système qui doit être résolu est représenté par une matrice creuse de grande taille. En général, cette matrice est transformée en un système d'équations de dimension raisonnable grâce à des techniques de séparation des paramètres (Pavlis et Booker, 1980; Spencer et Gubbins, 1980). Le problème inverse est alors découpé en deux parties qui contiennent respectivement les paramètres des hypocentres d'une part et les paramètres de vitesse d'autre part (par exemple Michelini et McEvilly, 1991; Thurber, 1992; Hole, 1992; Benz et al., 1996).

Une alternative possible consiste en une inversion simultanée au sens strict de tous les paramètres sans recourir à une séparation du système à inverser (par exemple Spakman, 1993; Le Meur et al., 1997). Dans ce cas, la nature différente des paramètres requiert une normalisation de la matrice des dérivées partielles et une pondération particulière (opération de préconditionnement de la matrice). Cette normalisation a pour but d'uniformiser les ordres de grandeurs entre les paramètres ayant des unités inhomogènes. La pondération, quant à elle, tient compte des différentes sensibilités des paramètres sur les données. Cette dernière opération implique un choix de facteurs de pondération afin de ne pas privilégier dans l'inversion une gamme de paramètres plutôt qu'une autre. Ce choix peut s'effectuer par l'entremise de tests synthétiques basés sur les données réelles et la géométrie d'acquisition. En effet, ces facteurs dépendent de la configuration du problème (Le Meur et al., 1997).

Le programme d'inversion utilisé dans ce travail de thèse est basé sur l'inversion simultanée des paramètres de vitesse et de localisations des séismes sans séparation des paramètres. Dans la section 4.3, nous montrerons quelques exemples de tests synthétiques effectués afin d'estimer les facteurs de pondération pour la configuration de la campagne *Patras 91*.

1.4.6 Étude de la résolution

La force des méthodes d'inversion linéarisée, comme déjà énoncée dans la section 1.3, réside dans leur capacité à fournir des solutions pour quantifier la résolution du résultat, c'est-à-dire pour évaluer comment les paramètres du modèle peuvent être indépendamment résolus. Cette estimation peut se faire par l'étude de la matrice de résolution (par exemple Menke, 1984). Cette matrice relie les paramètres "vrais" du modèle aux paramètres retrouvés par l'inversion :

$$x^{est} = Rx^{vrai} \quad (1.11)$$

où R est une matrice $m \times m$. Si l'égalité $R = I$ est vérifiée, alors le modèle estimé par l'inversion correspond au modèle vrai, ce qui n'est malheureusement jamais le cas, en particulier à cause de l'insuffisance de couverture de la configuration source-station et de la présence d'erreurs sur les données. La visualisation de la matrice R nous permet pourtant de discriminer quels sont les paramètres du modèle correctement retrouvés et quelle est la taille de la structure qui peut être résolue.

La matrice de résolution peut se calculer par l'intermédiaire de la matrice inverse généralisée A^{-g} , c'est à dire $R = A^{-g}A$. Le calcul exact de A^{-g} est alors obtenu avec des méthodes d'inversion de matrice classique. Toutefois, ce calcul ne peut s'effectuer facilement pour de grands systèmes d'équations, même si cela n'est pas techniquement impossible (Boschi, 2003).

D'autre part, toutes les méthodes de résolution de systèmes linéaires ne fournissent pas forcément une matrice inverse A^{-g} . Dans ce cas, il n'est pas aisé d'estimer correctement R . La méthode itérative LSQR fait partie de cette famille. Pour pallier ce problème, certains auteurs ont proposé des modifications du code original LSQR afin d'obtenir une matrice de résolution (Zhang et McMechan, 1995; Yao et al., 1999). D'autres auteurs, comme Nolet et al. (1999), ont quant à eux proposé une expression explicite mais approximée de la matrice de résolution à partir d'une matrice inverse A^{-g} approximée.

Dans ce travail de thèse, nous proposons une méthode alternative dans laquelle la matrice de résolution R est reconstruite numériquement sans calculer explicitement l'inverse A^{-g} .

La matrice de résolution est construite à partir du modèle tomographique final. Pour chaque paramètre on applique une perturbation, et des données synthétiques sont calculées dans ce nouveau modèle perturbé. L'inversion linéaire (et donc rapide) de ces données synthétiques permet d'analyser la capacité du système à résoudre le paramètre étudié comme l'amplitude de la perturbation retrouvée ou la dispersion de cette amplitude sur les paramètres voisins (effet de "smearing"). La disposition par ligne de toutes les perturbations retrouvées permet de visualiser la matrice de résolution.

La procédure proposée ici a l'avantage de pouvoir être mise en place de manière très simple. Une application de cette procédure est montrée dans la section 5.7.

1.5 Imagerie sismique par analyse des ondes converties : une approche dès la naissance de la sismologie

Les ondes converties ont fait l'objet d'étude dès le début du XX siècle. En marge de la recherche sur la structure globale de la terre, les premières observations d'ondes converties à l'échelle crustale remontent aux années 30. Elles concernaient les ondes coniques PS générées par des sources contrôlées. Après un emploi massif de ces ondes dans les années 50 pour la construction de modèles à couches homogènes (Hall, 1964), la sismique d'exploration s'est orientée vers des techniques d'imagerie basées sur les phases réfléchies PP. Dans les 20-30 dernières années, grâce à la diffusion des sismomètres 3 composantes, l'étude des ondes converties est devenue surtout un domaine privilégié de la sismique réflexion. Les techniques d'imagerie développées pour l'analyse du champ d'onde

P (comme par exemple les techniques d'analyse de vitesse, de move-out et surtout de migration sismique) ont été reprises et adaptées pour analyser aussi les ondes réfléchies PS primaires (Stewart et al., 2002). Un certain intérêt pour les ondes converties-transmises n'a été observé que récemment. Ainsi Sheley et Schuster (2003) ont montré une technique de migration d'ondes PS transmises pour des acquisitions de type VSP (Vertical Seismic Profile). Cependant, les outils qui tiennent compte des conversions d'énergie transmise sont encore rares, tandis que les autres types d'ondes, comme par exemple les conversions SP, ne sont pas considérées dans les applications industrielles à cause du coût prohibitif de la génération d'ondes S.

Pourtant, les enregistrements des tremblements de terre portent, de manière claire, de l'énergie associée à tous les types d'ondes converties (réfléchies et transmises suivant les divers modes de propagation PS et SP). Déjà, à partir des années 70 (Vinnik, 1977; Langston, 1977), la possibilité d'analyser des enregistrements de tremblements de terre téléseismiques sur des stations 3 composantes à longue période a permis de développer des techniques d'analyse de phases converties PS contenues dans la queue de l'onde P (technique des fonctions récepteurs). Ce type de technique s'est amélioré au fur et à mesure et représente aujourd'hui une méthode d'imagerie classique à partir d'enregistrements de téléseismes sur des stations large bande (par exemple Ammon, 1991). En outre, la technique des fonctions récepteurs est aujourd'hui de plus en plus associée à la migration avant sommation (par exemple Poppeliers et Pavlis, 2003). Elle a aussi été adaptée à l'analyse d'autres phases, comme les conversions SP observées dans les précurseurs des phases SS (Shearer et al., 1999). Cette méthode a permis d'illustrer les effets des discontinuités majeures du manteau et de la croûte qui ont de forts contrastes d'impédance et une géométrie relativement simple. Elle reste toutefois à une échelle de résolution de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Ainsi, quoique prometteuse pour des utilisations futures, cette technique est aujourd'hui encore inadaptée à l'imagerie sismique à l'échelle de la croûte supérieure qui est caractérisée, surtout dans les zones continentales, par des structures à géométrie complexe et à haute fréquence spatiale.

Les ondes converties sont aussi étudiées à une échelle locale. Comme dans le cas des études sur les enregistrements téléseismiques, une grande partie de la littérature concerne l'imagerie de fortes discontinuités associées à d'importants contrastes d'impédance, comme par exemple la discontinuité croûte-manteau (Moho). À une échelle régionale, nous pouvons citer dans les zones de subduction, la discontinuité entre le manteau supérieur et la lithosphère plongeante. Ces grands contrastes d'impédance permettent d'identifier sur les sismogrammes l'arrivée des phases converties, particulièrement énergétiques entre la première arrivée P et la première arrivée S. Les écarts de temps entre les premières arrivées P et S sont tels que la superposition de sismogrammes fait ressortir ces phases secondaires. Les autres phases associées à des structures superficielles plus locales de géométrie plus complexe et d'importance moindre sont plus difficiles à identifier et réclament des techniques de traitement spécifiques du signal pour pouvoir être identifiées.

Les techniques de traitement utilisées pour la reconnaissance et la classification des phases converties à partir des tremblements de terre locaux se basent sur des études de polarisation (mesures des paramètres de polarisation ou application de filtres de polarisation, p. ex. Readings et al. (2002b)). Elles s'appuient aussi sur les analyses de combinaisons des composantes du signal, telles que le produit entre les composantes verticale et radiale (Jacob et Booth, 1977; Regnier et al., 1994). Toutes ces techniques font partie de la recherche d'attributs proposée par Jepsen et Kennett (1990) et reprise ensuite par Kennett (2002). Cette méthode définit un classement des phases sismiques observées sur les enregistrements de tremblements de terre locaux et régionaux. Dans la pratique, la première analyse des phases converties pour les séismes locaux s'effectue généralement à travers une étude de type cinématique. Les temps d'arrivée théoriques des phases étudiées sont calculés dans des modèles de terre simples (couches homogènes 1D ou 2D). Les énergies enregistrées, qui correspondent sur les sismogrammes à ces arrivées théoriques, sont ainsi interprétées. Récemment Readings et al. (2002a) ont proposé une analyse basée sur des temps de propagation de phases converties calculés dans un modèle de vitesse complexe (modèle tomographique tridimensionnel).

À l'échelle de la croûte, les études des phases converties sont confrontées à des formes d'onde d'une complexité majeure. En particulier, la brève distance temporelle entre les premières arrivées P et S rend plus difficile la distinction entre différentes arrivées secondaires. Parmi les études déjà réalisées à l'échelle crustale, il convient de citer celle de James et al. (1987). Ils proposent une méthode d'analyse des enregistrements de microséismes où ils appliquent des techniques de correction temporelle ("normal move-out ou NMO") et de sommation ("stack") sur les sismogrammes. Cette même procédure a été ensuite utilisée par Nisii et al. (2004). À cela s'ajoutent les méthodes de migration sismique, de plus en plus utilisées en sismologie. Quelques exemples récents ont été proposés par Chávez-Pérez et Louie (1998), par Stroujkova et Malin (2000) et par Louie et al. (2002). Toutes ces études ont été réalisées à partir de modèles de vitesse 1D à couches homogènes, même si elles ont été appliquées à l'imagerie de zones structurellement complexes.

Notre travail sur les phases converties suit une approche similaire. Nous avons utilisé des techniques classiques de correction temporelle des sismogrammes, de sommation et de migration sismique. Cependant, par rapport aux travaux précédents, nous avons introduit dans l'étude des phases converties, la complexité du modèle de propagation à basse fréquence fourni par la tomographie des temps de première arrivée.

1.6 Des temps de première arrivée à l'analyse des ondes converties : le choix du macromodèle

L'image du sous-sol que nous obtenons par l'étude des ondes converties dépend fortement du choix du macromodèle. En effet, dans les techniques de type migration sismique, le traitement des sismogrammes s'effectue par l'intermédiaire d'une modélisation de la propagation du champ d'onde dans le macromodèle. Dans notre cas spécifique, le macromodèle nous permet de calculer les temps de propagation des ondes converties et de vérifier la loi de Snell-Descartes sur les interfaces. La localisation des tremblements de terre joue aussi un rôle non négligeable. L'incertitude sur la position des séismes introduit une erreur supplémentaire sur l'estimation du temps de parcours. Il est donc important d'avoir non seulement un bon macromodèle de vitesse mais aussi une localisation précise des événements, c'est-à-dire effectuée dans un milieu qui soit le plus réaliste possible.

Nous avons donc choisi d'utiliser les résultats de la tomographie des temps de première arrivée comme point de départ pour l'étude des ondes secondaires. Cette tomographie nous fournit à la fois des modèles de vitesse tridimensionnelles (P et S) et une localisation des séismes dans un milieu hétérogène. Ces macromodèles nous permettent de tenir compte des variations basse fréquence du milieu de propagation dans la modélisation des ondes secondaires. En effet, le choix d'un modèle plus simple, comme par exemple un modèle à vitesse constante, ne serait pas adéquat car la croûte continentale, qui est notre objet d'étude, a généralement une structure très complexe.

Le type de paramétrisation de notre macromodèle a aussi une incidence sur l'étude des ondes réfléchies/transmises. Ce macromodèle possède une paramétrisation héritée de notre inversion tomographique. Cette dernière fournit une représentation lisse du milieu en vitesse. Ce type de représentation, qui est le plus couramment utilisé dans les techniques de migration sismique, présente l'avantage de n'imposer aucune discontinuité a priori.

D'un point de vue pratique, cette représentation lisse du milieu nous permet de modéliser les temps de propagation des ondes réfléchies ($\dot{P}\dot{P}$ et $\dot{S}\dot{S}$), réfléchies-converties ($\dot{P}\dot{S}$ et $\dot{S}\dot{P}$) et transmises-converties ($\dot{P}\dot{S}$ et $\dot{S}\dot{P}$). En revanche, elle n'est pas adaptée pour la modélisation des ondes transmises $\dot{P}\dot{P}$ et $\dot{S}\dot{S}$, car l'application de la loi de Snell-Descartes requiert un contraste de vitesse en un point (interface). Un tel contraste n'existe pas dans les modèles lisses. En réalité, une modélisation rigoureuse des temps d'arrivée des ondes réfléchies/transmises nécessiterait une modification des valeurs de vitesse du milieu au voisinage de l'interface. Cette opération réclamerait une tomographie des temps des ondes réfléchies/transmises que nous n'effectuons pas dans ce travail, car justement

trop difficiles à obtenir par pointés de phase. Par conséquent, nous supposerons que le macromodèle est bien compatible cinématiquement avec le *vrai* milieu aux points de réflexion/transmission.

En conclusion, la reconstruction du macromodèle via la tomographie des temps de première arrivée nous permet l'étude cinématique de certaines phases, telles que les phases converties.

1.7 Techniques d'analyse des phases converties

L'introduction du concept de discontinuité réclame la définition du type d'approximation utilisé pour la représentation du milieu.

Généralement, on considère deux types de représentation, fondés sur les principes de diffraction ou de réflexion/transmission. Le principe de diffraction est à la base de l'approximation de Born, étudiée en sismologie par Beylkin et Burridge (1990), Coates et Chapman (1990) ou Nicolétis et al. (1997), parmi d'autres dans le cas élastique. Le principe de réflexion/transmission est, en revanche, à la base de l'approximation de Kirchhoff, étudiée en sismologie par Bleistein (1984) dans le cas acoustique et par Forgues (1996) ou Alerini (2002), parmi d'autres dans le cas élastique. Ces deux types de représentation s'appuient sur des solutions intégrales de l'équation de propagation des ondes, qui permettent de construire le champ d'onde enregistré en un point (récepteur) par sommation des champs d'onde provenant de discontinuités de vitesse ponctuelles (Born) ou surfaciques (Kirchhoff) dans le milieu.

L'approximation de Born identifie un domaine de points diffractants par rapport au milieu de référence qu'est le macromodèle (figure 1.5). L'onde reçue à la station provient d'une somme d'ondes diffractées par chaque point du milieu. L'amplitude de l'onde diffractée est fonction de l'onde provenant de la source, de la discontinuité au point diffractant et d'un diagramme de rayonnement diffractant.

Pour une source s et un récepteur r donnés, cette intégrale peut être écrite sous une forme schématique :

$$u(\vec{s}, \vec{r}, \tau) = \int \int \int_{\vec{x} \in D} u(\vec{s}, \vec{x}, t(\vec{s}, \vec{x})) \cdot u(\vec{x}, \vec{r}, t(\vec{x}, \vec{r})) \cdot B(\vec{x}, \vec{s}, \vec{r}) \cdot dV \quad (1.12)$$

où \vec{x} est le vecteur indiquant la position de chaque diffractant dans le domaine D , τ est le temps de propagation source-diffractant-récepteur avec la propriété $\tau = t(\vec{s}, \vec{x}) + t(\vec{x}, \vec{r}) = \text{constante}$ pour chaque point \vec{x} , $u(\vec{s}, \vec{r}, \tau)$ est le champ d'onde diffracté observé au récepteur au temps τ , $u(\vec{s}, \vec{x}, t(\vec{s}, \vec{x}))$ est le champ d'onde associé à la propagation de la source au diffractant, $u(\vec{x}, \vec{r}, t(\vec{x}, \vec{r}))$ est le champ d'onde associé à la propagation du diffractant au récepteur et $B(\vec{x}, \vec{s}, \vec{r})$ est le noyau de Born. Ce dernier terme comprend le diagramme de rayonnement et les discontinuités volumiques du milieu ($\delta\mu$, $\delta\lambda$, $\delta\rho$) et il ne contient que les éclairages de l'onde incidente venant de la source et de l'onde diffractée partant vers le récepteur.

L'approximation de Kirchhoff définit un modèle dans lequel une surface de réflexion-transmission (ou des surfaces dans un cas plus général) est superposée au milieu de référence (figure 1.6). L'onde reçue à la station provient d'une somme d'ondes réfléchies/transmises par chaque point de la surface. Dans ce cas, l'amplitude de l'onde réfléchie/transmise est fonction de l'onde provenant de la source, de la discontinuité au point de la surface considérée et d'un diagramme de rayonnement pour réflexion/transmission. Souvent, cette somme est réduite au voisinage des points spéculaires, c'est-à-dire les points de la surface où le diagramme de rayonnement et les discontinuités surfaciques du milieu ($\delta\mu$, $\delta\lambda$, $\delta\rho$) se combinent pour former les coefficients de réflexion/transmission dans une approximation locale d'onde plane (figure 1.7). En ces points, la loi de Snell-Descartes est donc vérifiée pour un couple source-récepteur donné.

Sous une forme schématique, le champ d'onde enregistré à un récepteur donné peut s'écrire :

$$u(\vec{s}, \vec{r}, \tau) = \int \int_{\vec{x} \in S} u(\vec{s}, \vec{x}, t(\vec{s}, \vec{x})) \cdot u(\vec{x}, \vec{r}, t(\vec{x}, \vec{r})) \cdot K(\vec{x}, \vec{s}, \vec{r}) \cdot dS \quad (1.13)$$

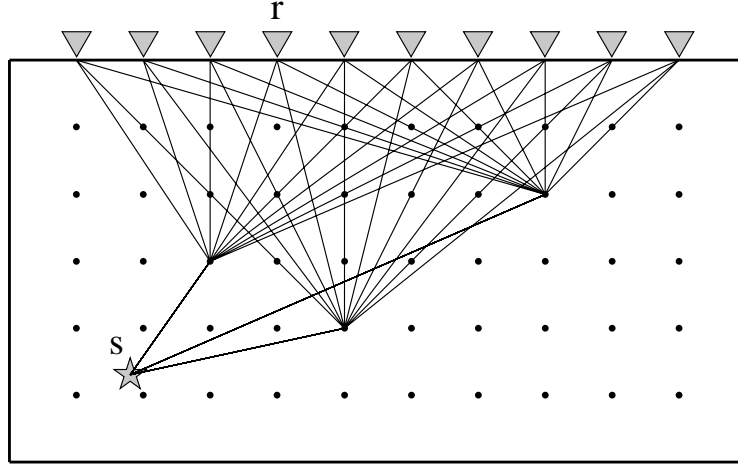


FIG. 1.5: Représentation schématique du modèle de Born. Le champ d'onde enregistré à la station r est le résultat de la somme des champs d'onde diffractés générés par chaque point du milieu.

Cette expression se réduit à :

$$u(\vec{s}, \vec{r}, \tau) \approx \int \int_{\vec{x}_{sp} \in S} u(\vec{s}, \vec{x}_{sp}, t(\vec{s}, \vec{x}_{sp})) \cdot u(\vec{x}_{sp}, \vec{r}, t(\vec{x}_{sp}, \vec{r})) \cdot K(\vec{x}_{sp}, \vec{n}, \vec{s}, \vec{r}) \cdot dS \quad (1.14)$$

où τ est tel que $\tau = t(\vec{s}, \vec{x}_{sp}) + t(\vec{x}_{sp}, \vec{r}) = \text{constante}$, \vec{x}_{sp} est le vecteur position des points spéculaires appartenant à la surface, \vec{n} est la normale à la surface et $K(\vec{x}_{sp}, \vec{n}, \vec{s}, \vec{r})$ est le noyau de Kirchhoff. Ce dernier comporte, en réflexion et en transmission, l'éclairage de la surface par l'onde venant de la source et l'éclairage partant de la surface vers la station ainsi que les effets de la discontinuité surfacique. La normale à la surface en chaque point de la sommation joue donc un rôle important dans la formulation de Kirchhoff.

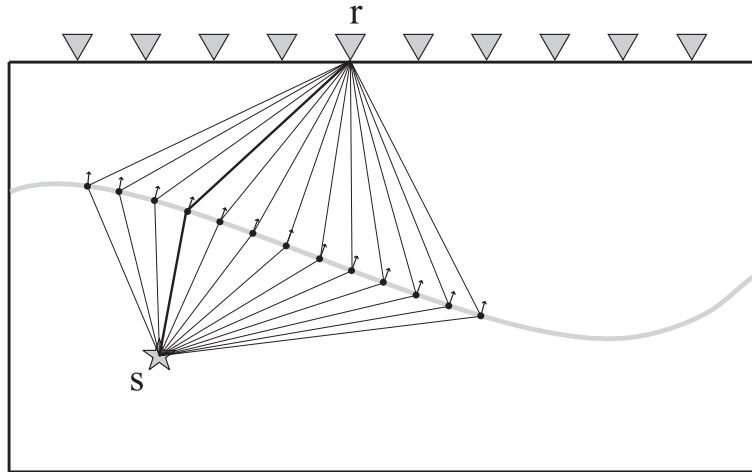


FIG. 1.6: Représentation schématique du modèle de Kirchhoff. Le champ d'onde enregistré à la station r est le résultat de la somme des champs d'onde réfléchis/transmis, générés par chaque point de la surface. Dans la figure, les flèches représentent les vecteurs normaux à la surface et la ligne en gras le rayon spéculaire pour la couple source-station (rayon associé au point spéculaire pour la couple source-station).

Dans la pratique, nous pouvons ainsi identifier diverses approches algorithmiques. L'approche par points diffractants dans un domaine tridimensionnel correspond à l'approximation de Born (fi-

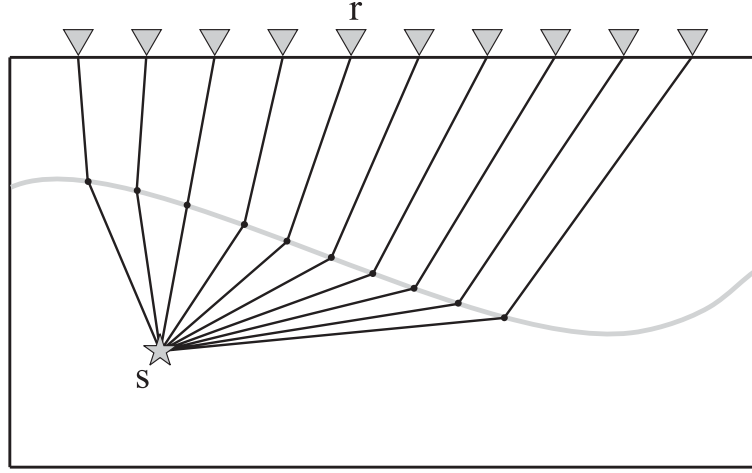


FIG. 1.7: Représentation schématique du modèle de Kirchhoff. Seuls les points spéculaires contribuent constructivement à l'image de la surface. L'intégrale 1.13 se réduit donc à une somme sur les points spéculaires.

gure 1.5). Cette approche réclame une forte redondance de l'information pour identifier les discontinuités par simple sommation et donc ne pourra pas être appliquée dans notre contexte d'observation passive.

L'approche par points surfaciques orientés (c'est-à-dire des petites portions de surface) est la deuxième possibilité et correspond à l'approximation de Kirchhoff (figure 1.6). Seuls les points spéculaires sont exploités dans notre approche par rayon (figure 1.7). Dans ce cas, il faut connaître a priori la surface, ce qui handicape fortement cette formulation.

Une troisième voie est possible en évitant d'imposer a priori la géométrie de la surface de sommation. On effectue une exploration tridimensionnelle comme dans l'approximation de Born, mais avec des points orientés par une normale à une surface locale (figure 1.8). On peut ainsi considérer cette troisième voie comme l'effet d'une collection de facettes d'orientation variable en chaque point du milieu. La cohérence des orientations des interfaces locales permet d'identifier a posteriori la géométrie d'une surface où les ondes se convertiraient (Pivot, 1997).

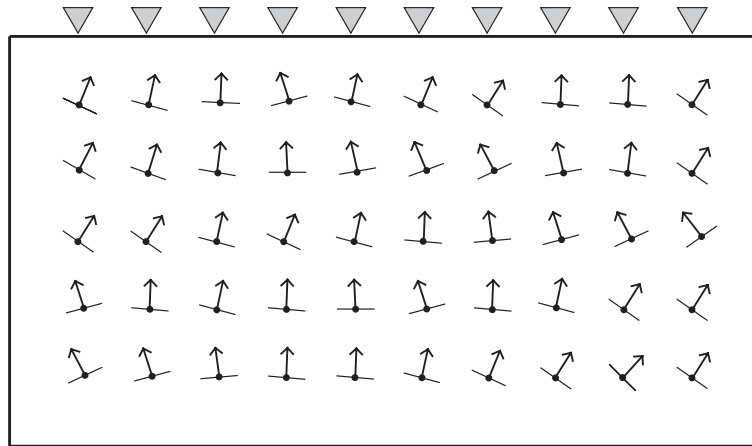


FIG. 1.8: Approche par points orientés distribués dans un volume. À chaque point du milieu est associé une interface locale d'orientation variable.

Ainsi, nous avons suivi deux approches pour construire une image à partir des phases converties. La première est une étude *par interface* suivant une approche à la Kirchhoff, fondée sur des

techniques de correction cinématique des temps sur les sismogrammes suite à une recherche des points spéculaires sur l'interface. Les sommations des sismogrammes sont donc effectuées pour des interfaces imposées.

La seconde approche est une étude *par points diffractants* fondée sur des points orientés (ou interfaces locales) distribués à l'intérieur d'un volume. Les techniques de corrections cinématiques sont identiques à la première approche, mais la sommation est effectuée avec des pondérations en fonction de l'orientation imposée au point considéré. Ainsi cette approche ne comporte pas une recherche préalable des points spéculaires.

Il y a une similitude entre les deux approches. Cependant, dans la première, l'investigation sur les orientations de l'interface (ou des interfaces) se fait dans une boucle initiale (on essaye différentes positions possibles). Par contre, dans la seconde approche, l'investigation s'effectue dans la boucle finale, parcourant les points distribués dans le volume. La capacité à détecter de fortes amplitudes sera le signal d'une bonne orientation de l'interface localement.

Les techniques décrites sont propres à la sismique d'exploration. Elles ont été développées pour analyser des enregistrements dans des géométries d'acquisition régulières avec des sources contrôlées. Notre application est donc non conventionnelle. Les deux difficultés majeures viennent des sources que sont les séismes (localisation, moment et mécanismes au foyer) et du faible nombre de stations. La seconde pourrait être résolue par une disposition massive de stations mais l'observation continue reste encore un enjeu technologique. Ainsi, nous avons dû développer nos propres algorithmes pour les appliquer aux enregistrements de tremblements de terre en suivant ces méthodes de la sismique active. Les aspects relatifs à leur mise en œuvre ainsi qu'à l'analyse des données réelles sont discutés dans les chapitres 6 et 7, et dans l'annexe A

Nous n'aborderons pas, dans ce travail, le problème ambitieux d'insérer ces formes intégrales dans un formalisme d'inversion des discontinuités, comme cela est formulé dans les migrations de Kirchhoff (p. ex. Yilmaz, 1987; Robein, 2003) ou dans les inversions des formes d'onde utilisant plutôt l'approximation de Born (Gauthier et al., 1986; Tarantola, 1987; Lambaré, 1991; Side, 1992).

1.7.1 Analyse par interface ou technique de sommation des points spéculaires

Cette approche se base sur l'analyse de l'énergie convertie sur une interface donnée.

Une énergie secondaire observée sur un sismogramme est interprétée comme le résultat d'une réflexion ou transmission sur un point d'une interface. Ce point est dit spéculaire car il vérifie localement la loi de Snell-Descartes pour le couple station-séisme étudié.

On suppose le séisme bien localisé, avec un temps origine bien identifié. Tenant compte des temps de propagation entre la source et le point spéculaire, puis entre le point spéculaire et la station, nous pouvons affecter l'amplitude observée sur le sismogramme à un temps correspondant au temps origine, ajouté du temps de propagation au point spéculaire. Cette analyse, répétée sur un ensemble de sismogrammes (c'est-à-dire pour un ensemble de couples station-séisme), permet de définir une grandeur à partir des différentes amplitudes rétro-projetées aux différents points spéculaires et de reconstruire, ainsi, une image de l'interface.

Prenons l'exemple d'une analyse pour une acquisition de type point commun en profondeur ou CDP (figure 1.9). Nous imposons d'abord la géométrie et la position de l'interface. Ensuite, nous identifions les points spéculaires sur cette surface. Pour chaque point spéculaire, nous effectuons la correction en temps ("move-out") et la sommation des sismogrammes ("stack") sur tous les couples source-station associés à ce point (sommation à point commun en profondeur ou CDP). Cette dernière opération est souvent plus qu'une simple sommation car elle peut comporter, par exemple, une étude de corrélation entre formes d'onde, de semblance ou bien des corrections locales des temps (statiques). Nous obtenons ainsi une fonction attribut quantifiant la discontinuité au point spéculaire considéré. Des amplitudes nulles dans les sismogrammes indiquent une absence d'interface au point considéré pour les couples source-station étudiés. La figure 1.9 résume ces opérations.

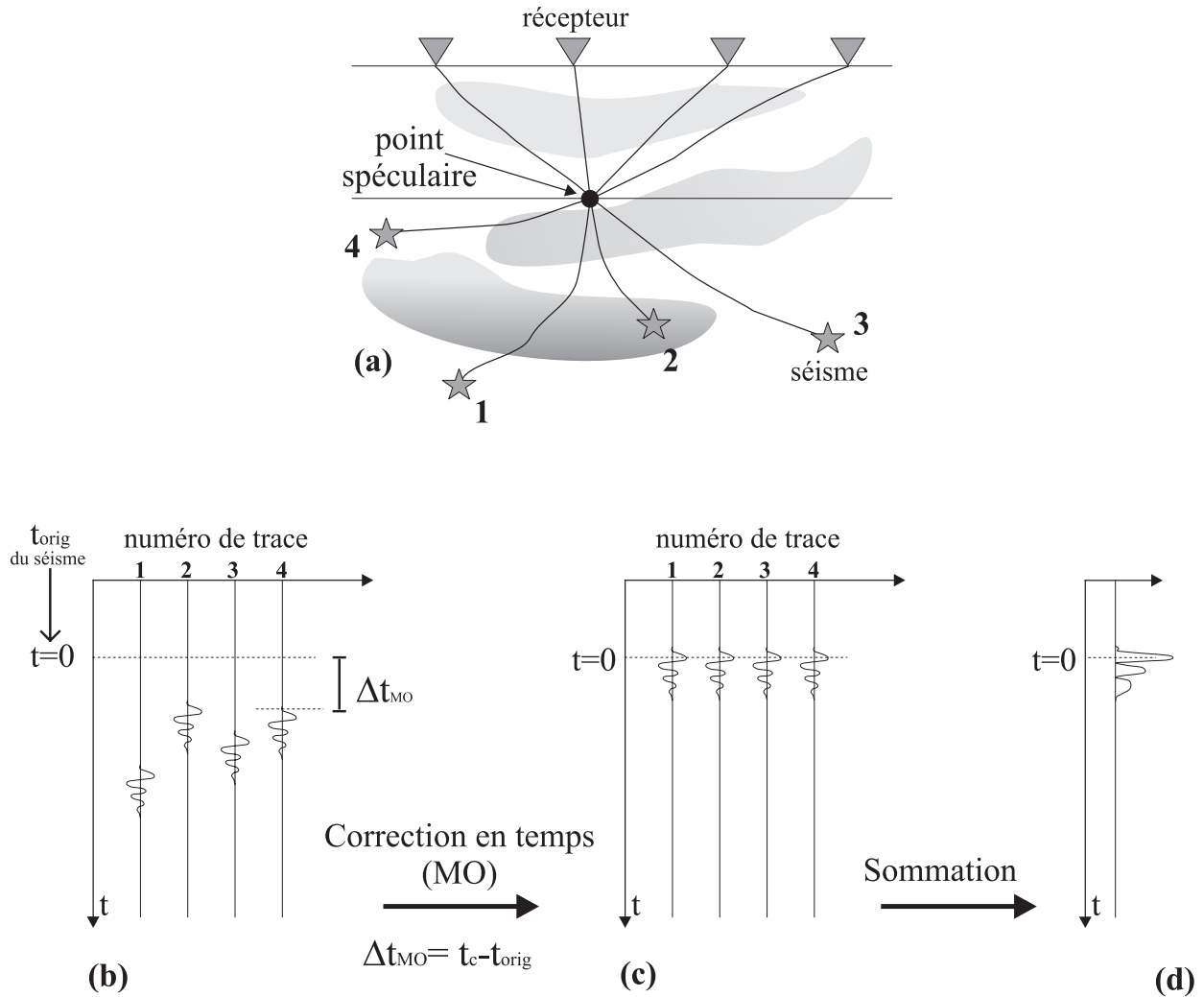


FIG. 1.9: *a) Représentation schématique d'une analyse par interface. Pour un point spéculaire identifié (a), une correction en temps est effectuée sur les sismogrammes des couples source-récepteur associés à ce point (b-c). L'opération de sommation ("stack") des traces définit un attribut quantifiant la discontinuité au point spéculaire (d).*

De la même manière, nous pouvons appliquer cette analyse aux données organisées par récepteur commun ou acquisition CRG (figure 1.10). C'est ce type de configuration que nous avons choisi pour l'application aux données acquises dans le Golfe de Corinthe (chapitre 6). Dans ce cas, la sommation des sismogrammes après correction temporelle est effectuée sur des ensembles de points spéculaires, localisés dans une même zone ("pixel" ou portion de surface). Ainsi, nous définissons une fonction attribut qui quantifiera la discontinuité dans cette portion de surface correspondant aux points spéculaires identifiés. La distribution de ces attributs dans l'espace nous donne une image de la géométrie de l'interface.

Ensuite, pour chaque pixel, nous définissons une opération de sommation sur les attributs obtenus à partir de chaque analyse CRG. Nous appellerons cette opération "sommation globale" pour la distinguer de l'opération de "sommation locale" (c'est-à-dire sur une station). Nous obtenons ainsi une image finale de l'interface qui est "illuminée" par tous les couples source-station. La sommation globale permet d'améliorer le rapport signal sur bruit et surtout de mettre en évidence les portions "vues" par plusieurs stations.

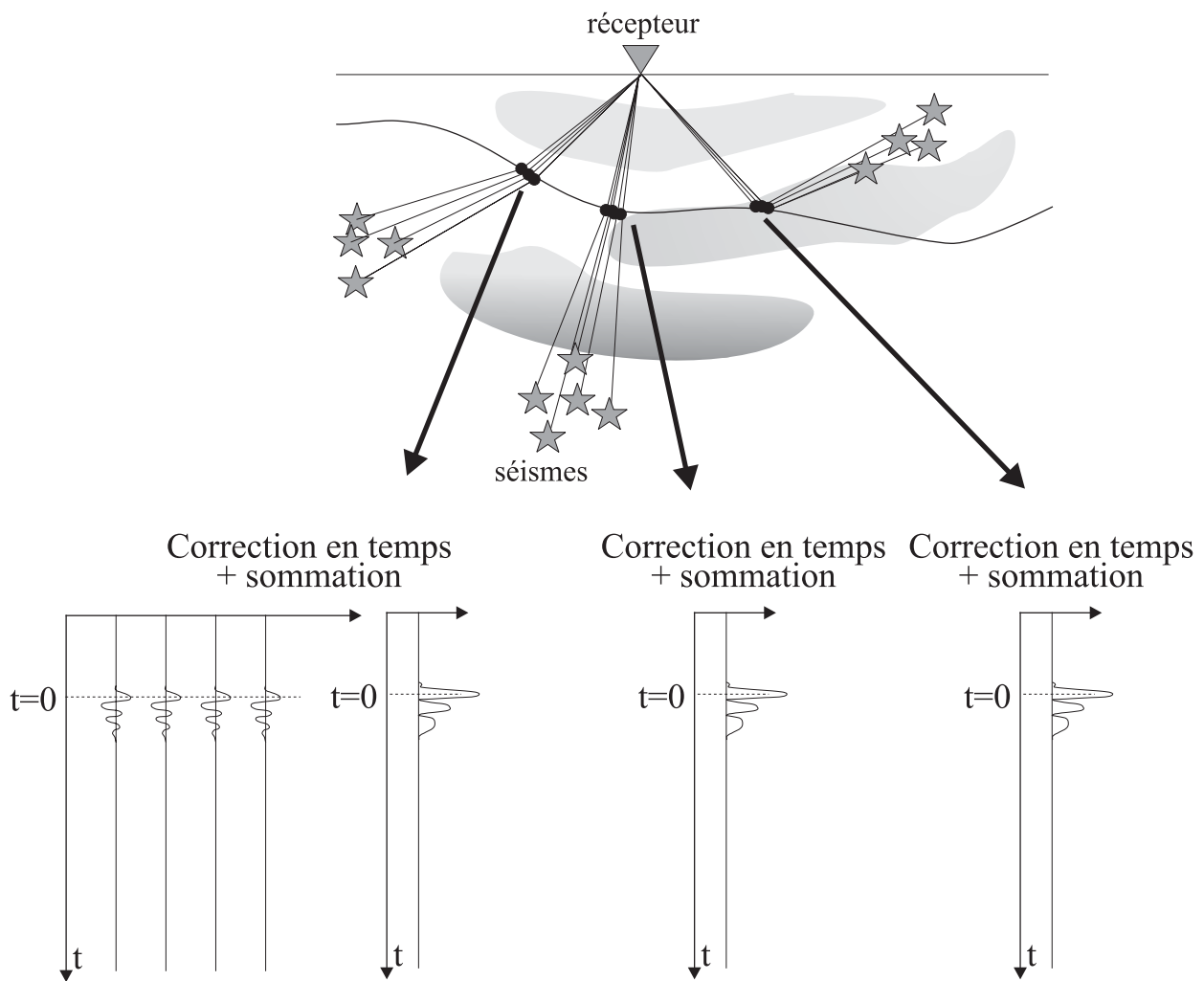


FIG. 1.10: Schéma de la procédure d'analyse par interfaces dans le cas d'une acquisition à récepteur commun (CRG). Les sismogrammes associés au même point spéculaire ou à des points spéculaires voisins (localisés dans la même portion de surface) sont corrigés en temps et sommés. La surface est reconstruite a posteriori.

On peut enfin effectuer une sommation globale sur toutes les portions de la surface. Dans ce cas, la sommation nous permet d'estimer la correcte distribution spatial des attributs sismiques (et donc des énergies réfléchies/transmises).

De manière à voir la différence avec les techniques classiques de sismique, rappelons l'exemple simple de la sommation après correction pour une structure stratifiée horizontale (figure 1.11). Ce type d'analyse s'effectue sur des données acquises suivant une géométrie de point milieu commun (CMP ou "common mid-point", figure 1.11a) dans des milieux homogènes. L'organisation des traces sismiques en fonction de la distance source-récepteur (déport ou "offset") met en évidence la disposition des phases réfléchies selon une hyperbole (figure 1.11b). La correction en temps, dite de NMO (correction de "normal move-out"), consiste à un décalage temporel de ces traces afin d'aligner toutes les phases réfléchies sur un même temps $t(0)$ (figure 1.11c). Ces décalages temporels ou temps de correction (Δt_{NMO}) sont calculés analytiquement pour un modèle de vitesse donné.

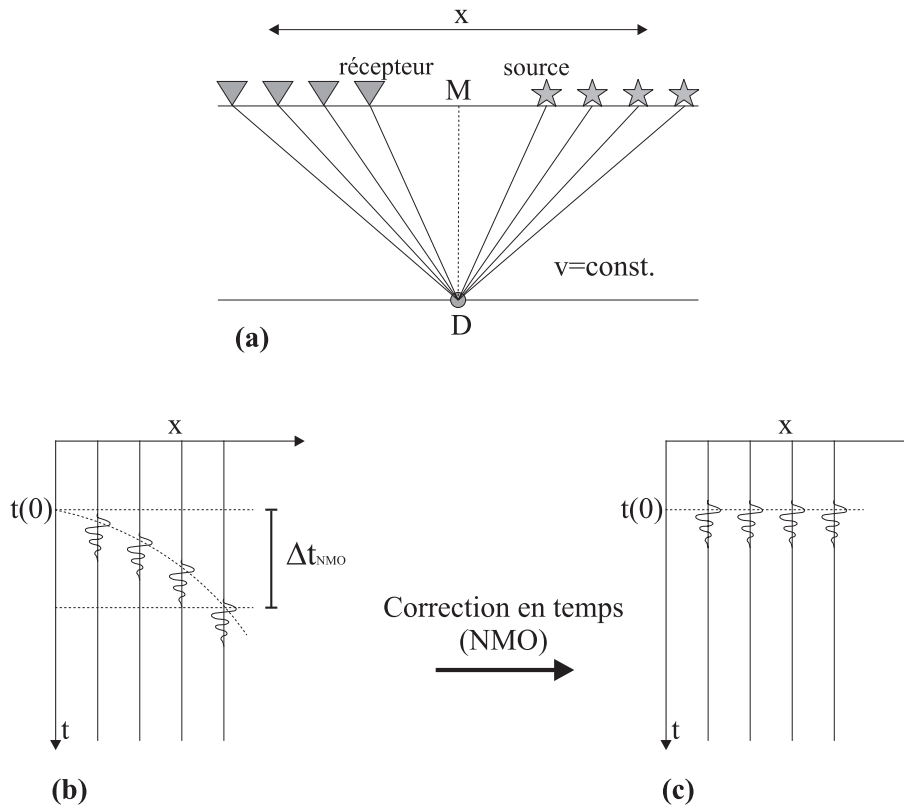


FIG. 1.11: a) Schéma d'acquisition classique de type CMP ("common mid-point" ou point milieu commun). Les rayons (lignes droites) sont tracés dans un milieu à vitesse constante avec une interface horizontale. M : point central ("mid-point"). D : point en profondeur. x : distance source-récepteur (déport). b) Section CMP : les traces sont ordonnées par déport. Les phases réfléchies, associées à la géométrie décrite dans la figure (a), se disposent selon une hyperbole de réflexion. c) Une correction en temps Δt_{NMO} (correction de NMO) est appliquée aux sismogrammes qui ainsi s'alignent sur le temps $t(0)$, temps double du parcours sur la distance \overline{MD} ("two-way travelttime").

Une correction en temps ("move-out") est suivie d'une opération de sommation des traces ("stack"). En sismique active, et plus spécifiquement en sismique réflexion, cette opération permet de créer une unique trace pour chaque CMP. Cette trace est placée au centre du CMP (déport nul). Le but de cette sommation est d'améliorer le rapport signal sur bruit en identifiant la réflexion sur une interface horizontale. Ensuite, l'image du sous-sol est obtenue en considérant les divers CMP. Le nombre de traces impliqué dans cette sommation s'appelle le recouvrement et la qualité de l'image requiert une grande redondance de données.

Dans notre démarche, nous utilisons ces techniques de correction en temps et de sommation en les adaptant aux configurations irrégulières des stations et des tremblements de terre. En particulier, la grande variation en profondeur des hypocentres, la variation de la fonction source entre chaque séisme et les erreurs de localisation en temps et en espace sont les causes principales de la décorrélation temporelle des phases secondaires.

À la différence du cas simple montré dans la figure 1.11, le modèle de vitesse que nous utilisons pour la correction temporelle est hétérogène (figures 1.9 et 1.10). De surcroît, dans le cas d'un modèle de vitesse hétérogène et/ou d'une interface à géométrie complexe, le point d'impact doit être recherché numériquement (voir annexe A). Nous voulons chercher tous les points spéculaires et cela peut devenir une opération très coûteuse.

Une fois les points spéculaires identifiés, nous positionnons les traces en section (figure 1.9b). Cette disposition ne permet pas d'identifier les phases converties à cause de l'incohérence des décalages temporels. Seule la correction de temps (figure 1.9c) nous permettra d'aligner ces phases au temps $t=0$, si l'interface est à la bonne position dans un milieu de vitesse compatible. Par contre, si la géométrie de l'interface n'est pas correcte, les phases ne s'alignent pas. Ainsi, le processus de correction temporel représente à la fois un instrument d'identification des phases associées à une certaine structure et un instrument de mesure pour estimer si la géométrie et la position de cette interface sont correctes.

La sommation permet ensuite d'identifier le pouvoir de réflexion/transmission de l'interface identifiée : un alignement correct des phases permet d'obtenir une meilleure focalisation de l'énergie. Si l'interface n'est pas bien positionnée, nous pouvons recommencer et, par des techniques d'essai-erreur, nous pouvons identifier des interfaces possibles. Cette recherche a déjà été utilisée par Amand (1997) dans le cas de configurations de sismique active.

Dans le chapitre 6, nous appliquerons cette procédure pour des interfaces horizontales aux données enregistrées dans le Golfe de Corinthe.

1.7.2 Analyse par points orientés : une migration en profondeur avant sommation

L'exploration systématique d'interfaces peut être épuisante alors que l'analyse s'effectue localement sur les points spéculaires. Il est possible de renverser la procédure et de considérer tous les points du milieu comme des points spéculaires d'une interface potentielle que nous ne connaissons pas a priori (figure 1.8).

Bien sûr, nous perdons l'avantage de la sommation sur une surface (sommation globale sur toutes les portions de la surface), mais nous évitons l'exploration d'une multitude d'interfaces.

Les deux techniques sont équivalentes car elles s'appuient sur les mêmes principes. Seule la mise en œuvre est différente, car dans le premier cas l'analyse est effectuée sur une interface donnée, tandis que dans le second on s'affranchit de cette contrainte pour agir sur tout le milieu.

Les deux analyses par interface et par points orientés nous ramènent à une migration en profondeur avant sommation de type cinématique : dans le processus de sommation, nous introduisons seulement les termes cinématiques de la propagation de l'onde, c'est-à-dire les temps de propagation. Nous ne considérons pas les pondérations dues aux amplitudes, i.e. la dynamique de la propagation. En revanche, dans l'étude par points orientés dans le volume, nous introduisons des pondérations que nous appelons "cinématiques". Ces pondérations correspondent aux éclairages par les rayons de l'interface locale orientée au point considéré. Cette pondération permet de focaliser fortement l'énergie des couvertures source-station relativement faibles de la sismique passive.

Ce type de migration est similaire à la migration appelée par certains auteurs "sommation de Kirchhoff" (par exemple Jain et Wren, 1980). Souvent les images ainsi obtenues contiennent des artéfacts dits "pseudo-réflexions concaves" ou ellipses de migration. La redondance de données et l'introduction de paramètres contrôlant le nombre de données sommées (ouverture) limitent

parfois cet effet. En outre, certains auteurs introduisent d'autres types de pondérations, comme par exemple des facteurs poids basés sur la corrélation entre traces voisines. Nous n'avons pas effectué cette analyse locale de corrélation des formes d'onde. En revanche, l'introduction des pondérations cinématiques nous permet de réduire le problème des artéfacts associés aux ellipses de migration.

L'exploration systématique des géométries locales est le grand avantage de l'approche par points orientés. Nous verrons qu'il est nécessaire de recourir à l'orientation des points dans le chapitre 7 pour les données réelles dont nous disposons.

A posteriori, il nous faut alors procéder à une étape supplémentaire d'identification des interfaces, en cherchant la cohérence spatiale entre les divers points énergétiques. Nous effectuons cette opération manuellement. Il nous serait alors possible de revenir à l'analyse par interface en n'explorant qu'un petit nombre d'interfaces autour de celle que nous avons construite manuellement. Cette exploration n'est pas réalisée dans ce travail.

Conclusion

En combinant la tomographie des temps de première arrivée et la migration cinématique en profondeur sur des facettes réparties régulièrement dans un domaine volumique à imager, nous pouvons exploiter les techniques de l'imagerie sismique dans le cas de la sismique passive. La faiblesse de la couverture et la complexité des sources sismiques réclament la mise en place d'outils spécifiques. Nous pouvons obtenir à la fois un modèle lisse des vitesses et un modèle des discontinuités qui peuvent servir de fondements aux interprétations géodynamiques des structures crustales identifiées.

Chapitre 2

Cadre géodynamique de la région de Corinthe

Le Golfe de Corinthe (figure 2.1) est un rift continental, caractérisé par une vitesse d'ouverture parmi les plus rapides au monde (Abers, 2001). Il représente actuellement une zone très active de la Méditerranée du point de vue sismique. Son évolution temporelle, son mécanisme d'ouverture et sa structure sont profondément liés à l'histoire et au contexte géodynamique de la Méditerranée orientale. C'est pour cette raison que nous ferons ici un rapide panoramique des caractéristiques les plus importantes de cette partie de la Méditerranée avant de présenter les études réalisées sur la structure des Hellenides ainsi que quelques modèles géodynamiques couramment proposés.

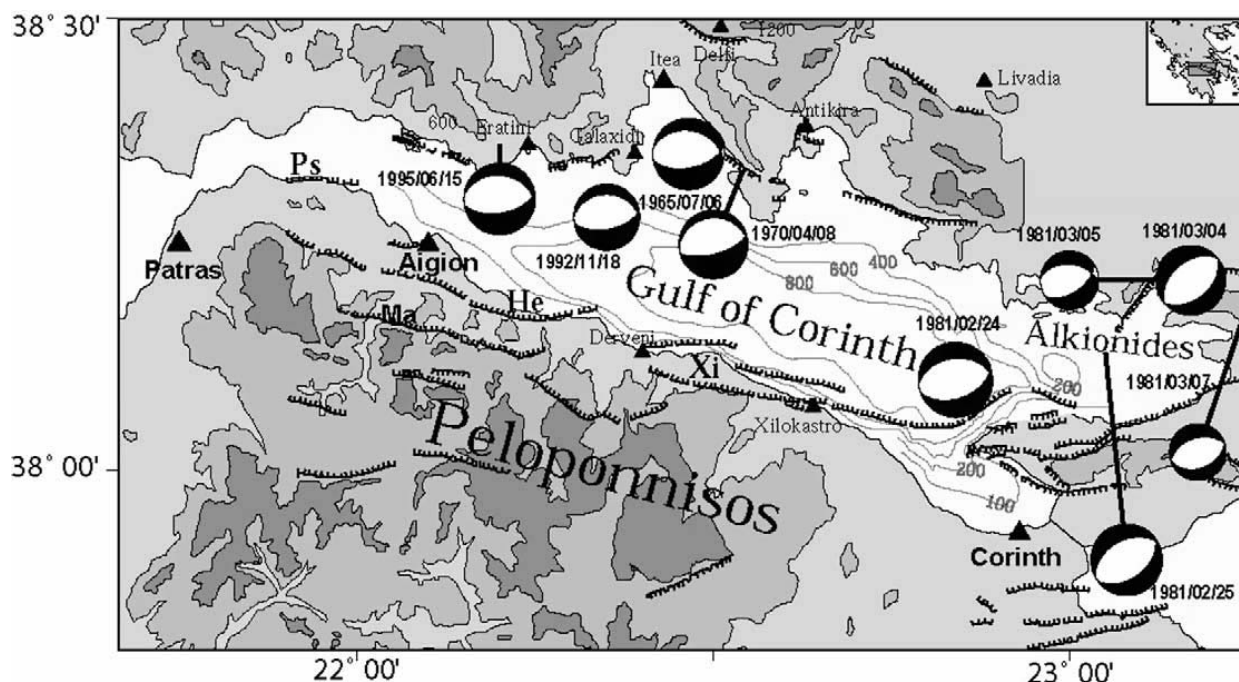


FIG. 2.1: Carte sismotectonique du Golfe de Corinthe (figure d'après Lyon-Caen et al. (2004)).

2.1 Contexte géodynamique actuel de la Méditerranée orientale

La Méditerranée (figure 2.2) est une zone de convergence de trois principales plaques tectoniques : la plaque euro-asiatique au nord et les plaques africaine et arabique au sud (McKenzie,

1972). Il s'agit d'une collision continentale avec une déformation distribuée sur une surface très vaste. Une ligne Açores-Turquie, allant de l'ouest à l'est, sépare deux ensembles qui convergent avec un mouvement global NS. Cependant, le long de la zone de contact, d'importantes variations locales de cette direction de convergence sont dues à la diversité des processus tectoniques en cours (subduction, collision continentale, extension continentale, extension d'arrière-arc). En outre, les vitesses des différents mouvements ne sont pas homogènes : ils ont tendance à augmenter d'ouest (environ 4 mm/an) en est (environ 9 mm/an), si on se réfère aux valeurs obtenues par le modèle géodynamique NUVEL1, proposé par DeMets et al. (1990).

Le Golfe de Corinthe est situé dans la Méditerranée orientale qui s'étend de la zone égeo-anatolienne au nord jusqu'à la zone de la ride méditerranéenne au sud, proche des côtes africaines (figure 2.2).

Dès le début des années 70, McKenzie (1970, 1972), se basant sur une étude des mécanismes focaux, avait montré la complexité du cadre tectonique de la Méditerranée orientale, identifiant le mouvement rapide de plaques mineures, ou microplaques (i.e. grands blocs lithosphériques "asismiques" soumis à un mouvement rigide) comme les microplaques égéenne et anatolienne. Au cours des trente dernières années, de nombreux modèles géodynamiques ont été proposés pour cette région.

Au-delà du débat, encore actuel, sur la manière la plus opportune de décrire la déformation continentale (déformation continue ou comportement à blocs/microplaques), ces modèles géodynamiques ont évolué progressivement grâce à l'apport de données de plus en plus nombreuses et diversifiées. Aux études de la distribution de la sismicité et des mécanismes au foyer (McKenzie, 1972; Le Pichon et Angelier, 1979; Hatzfeld et al., 1990), se sont ajoutés les études des fonds océaniques, des photos Landsat (McKenzie, 1978; Jackson et McKenzie, 1984), des données volcanologiques (par exemple Innocenti et al., 1981), des données paléomagnétiques (Kissel et Laj, 1988; Taymaz et al., 1991), les études géomorphologiques (par exemple Goldsworthy et al., 2002) et enfin les études, relativement récentes (fin des années 80 dans cette région) de données géodésiques qui permettent une quantification de la déformation continentale avec une grande précision (Le Pichon et al., 1995; Kahle et al., 1995; Reilinger et al., 1997; McClusky et al., 2000; Goldsworthy et al., 2002).

Toutes ces données ont permis de mieux comprendre les divers processus tectoniques qui co-existent dans une région relativement petite. Ces processus comprennent la collision continentale (Grèce occidentale), la subduction de lithosphère océanique (Égée méridionale), l'extension d'arrière arc (mer Égée), l'extension continentale (Grèce orientale) et l'extrusion vers l'ouest du bloc anatolien par effet de la convergence Eurasie-Arabie dans le Caucase.

La figure 2.3, qui représente la localisation des séismes enregistrés de 1973 à 2004 (magnitude supérieure à 4, source USGS/NEIC), montre la relation existante entre la distribution de la sismicité et la position géographique des zones de déformations majeures.

La sismicité à l'ouest, distribuée tout le long du bord adriatique, marque la collision continentale entre la Grèce-Albanie (à l'est) et la plateforme apulienne (à l'ouest). Dans cette région se vérifie un raccourcissement de la croûte continentale selon une direction E-W (Mercier et al., 1987) avec une vergence ouest vers l'avant-pays apulien. Des études de mécanismes au foyer montrent que la zone de compression s'étend jusqu'à la partie occidentale du Péloponnèse (Hatzfeld et al., 1990). Cette zone représente actuellement le front de la tectonique compressive qui a été responsable, durant le Cénozoïque, de la construction de la chaîne des Hellénides et de l'épaississement crustal dans toute la région égéenne.

Dans les îles ioniennes, l'intense sismicité est associée à la faille de Képhalonia (KFZ), un système de failles décrochantes orientées NNE-SSW. Cette zone montre des indices de mouvements décrochants dextres d'environ 25 mm/an et a été, dans les années 50, le lieu de trois forts tremblements de terre ($M > 7$). Ce système de failles a été interprété comme une zone de transition entre la plateforme apulienne et la marge nord-occidentale de l'arc hellénique (Kahle et al., 1995). Il représente donc une zone d'accommodation du mouvement différentiel entre les divers blocs

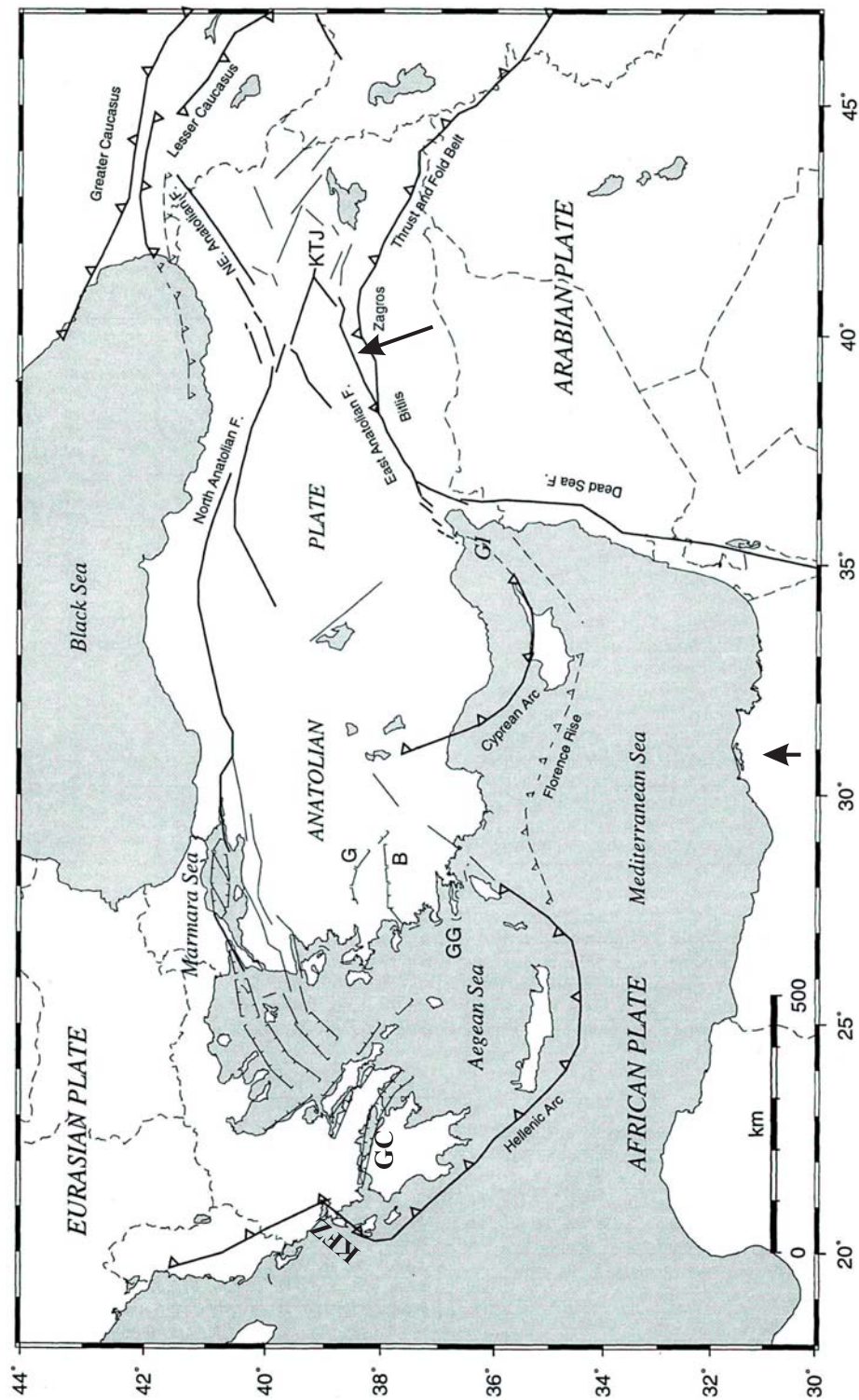


FIG. 2.2: Carte tectonique de la Méditerranée orientale (d'après Reilinger et al. (1997)). Traits avec des triangles : zones de chevauchement principales. Lignes continues : failles décrochantes. KFZ : faille de Képhalonía. GC : Golfe de Képhalonía. KTJ : point triple de Karlovía.

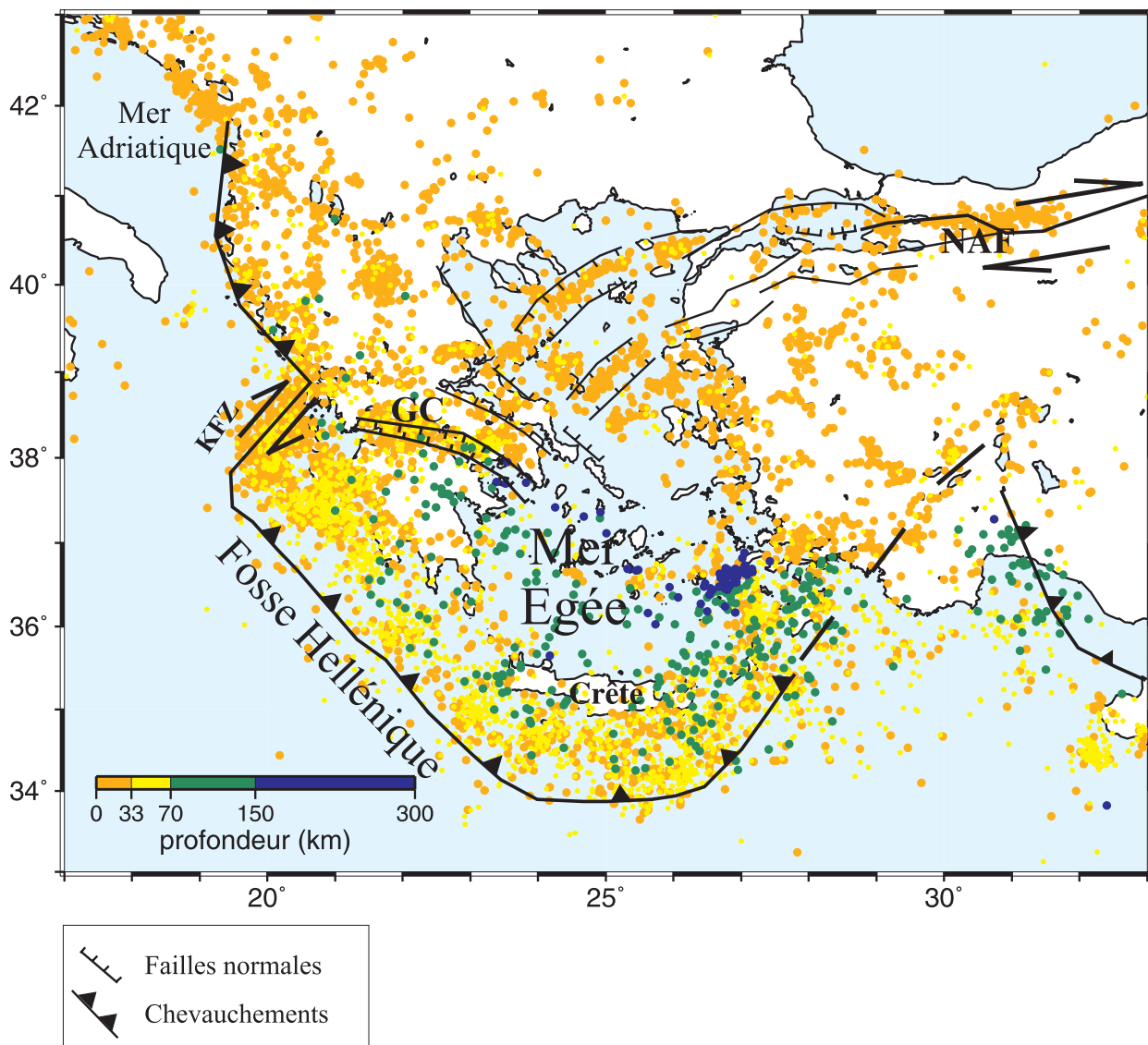


FIG. 2.3: Distribution de la sismicité enregistrée de 1973 à 2004 dans la Méditerranée orientale (séismes de magnitude supérieure à 4, catalogue USGS/NEIC). Les principaux linéaments tectoniques représentés sont tirés du travail de Reilinger et al. (1997). GC : Golfe de Corinthe. KFZ : faille de Képhalonia. NAF : faille nord anatolienne.

lithosphériques.

Plus au sud, la sismicité souligne l'arc hellénique, du Péloponnèse occidental, à la marge sud de la Crète et jusqu'à la Turquie. Tout le long de l'arc, la profondeur des séismes augmente du sud vers le nord (figure 2.3). En effet, l'activité sismique est associée à la subduction de la plaque africaine sous la plaque égée-anatolienne, située au nord. La distribution des séismes le long de l'arc hellénique décrit un plan de Wadati-Benioff, observable au moins jusqu'à 200 km de profondeur. Grâce à des études de tomographie sismique (Spakman et al., 1988) nous avons une image de cette plaque plongeante. Le front de la subduction se situe au nord de la côte libyenne, au-dessous de la ride hellénique qui constitue un grand prisme d'accrétion sédimentaire (Le Pichon et Angelier, 1979). Des données géodésiques confirment que le front de convergence est en permanente migration selon une direction sud-sud-ouest (McClusky et al., 2000). De nombreuses hypothèses ont été proposées pour expliquer les mécanismes déterminant cette migration. Teen Veen et Kleinspehn (2003) les synthétisent ainsi : 1) retrait (roll-back) de l'interface de subduction dû aux effets gravitaires liés à la plaque plongeante (slab pull) (Le Pichon et Angelier, 1979; Meulenkamp et al., 1988), 2) extension de la région égéenne due à l'effondrement gravitaire d'une croûte épaissie (chaîne des Hellénides) (Le Pichon et al., 1995; Jolivet, 2001), 3) l'extrusion vers l'ouest de la microplaque anatolienne (Taymaz et al., 1991; Le Pichon et al., 1995), 4) extension d'arrière-arc de la mer Égée septentrionale. Toutefois, dans de nombreux modèles, la migration du front de convergence semble être étroitement corrélée aux processus tectoniques tels que l'extension de la région égéenne et le mouvement de la plaque anatolienne.

Toutes les études effectuées jusqu'à maintenant montrent que la cinématique de la Méditerranée orientale est dominée par le mouvement d'expulsion ou d'extrusion de la microplaque anatolienne (figure 2.4). Il consiste en un mouvement vers le SW du bloc, dû à la convergence entre la plaque arabe et la plaque euro-asiatique. McClusky et al. (2000) définissent l'Anatolie comme étant la région de la Turquie située à l'ouest du point triple de Karlovia (figure 2.2) et délimitée par deux grandes failles décrochantes : la faille Nord Anatolienne (NAF) et la faille Est Anatolienne (EAF) qui respectivement suivent les limites des plaques euro-asiatique et arabe. Ces dernières forment donc des discontinuités majeures le long desquelles se concentre le mouvement de l'Anatolie par rapport à l'Eurasie et à l'Arabie. Le mouvement vers NW de la plaque arabe (18 ± 2 mm/an) est transféré directement à la Turquie de l'est (figure 2.4). L'Anatolie centrale tend donc à subir un mouvement de rotation comme un bloc rigide dans un sens anti-horaire par rapport au pôle de rotation situé au nord du Delta du Nil (Le Pichon et al., 1995).

L'extrusion de l'Anatolie et le mouvement vers SW de la région égéenne ont une conséquence directe sur la tectonique active de la Grèce centrale et du Golfe de Corinthe (figure 2.4). Selon le modèle de déformation proposé par Taymaz et al. (1991), et ensuite repris par différents auteurs (Le Pichon et al., 1995; McClusky et al., 2000; Goldsworthy et al., 2002), le bord adriatique de la Grèce-Albanie serait bloqué au nord par la collision avec le bloc apulien, alors qu'au sud, le bloc gréco-albanais subit une rotation en sens horaire dû au mouvement d'extrusion de l'Anatolie. Ce mouvement semble créer une zone de déformation qui s'étend de la région égéenne septentrionale jusqu'au Golfe de Corinthe, tout le long de la Grèce orientale, et qui absorberait ainsi le mouvement différentiel entre l'Eurasie et l'Anatolie.

Cette grande région de déformation est constituée d'un ensemble de zones d'extension continentale correspondant aux principaux systèmes de grabens orientés NW-SE (Chalkidiki, Volos, Golfe d'Évia, Golfe de Corinthe). Selon le schéma proposé par Goldsworthy et al. (2002), ces systèmes sont connectés aux grands systèmes de failles décrochantes dextres orientées NE-SW représentant le prolongement de la NAF dans la mer Égée septentrionale (figure 2.5). Le Golfe de Corinthe représente la zone d'extension la plus rapide. Il se différencie des autres grabens par l'augmentation de la vitesse d'extension d'est en ouest. Le modèle de Goldsworthy et al. (2002) prend en compte ces observations et les interprète comme l'effet couplé du mouvement de rotation horaire de la Grèce Centrale et du mouvement de l'Égée-Péloponnèse.

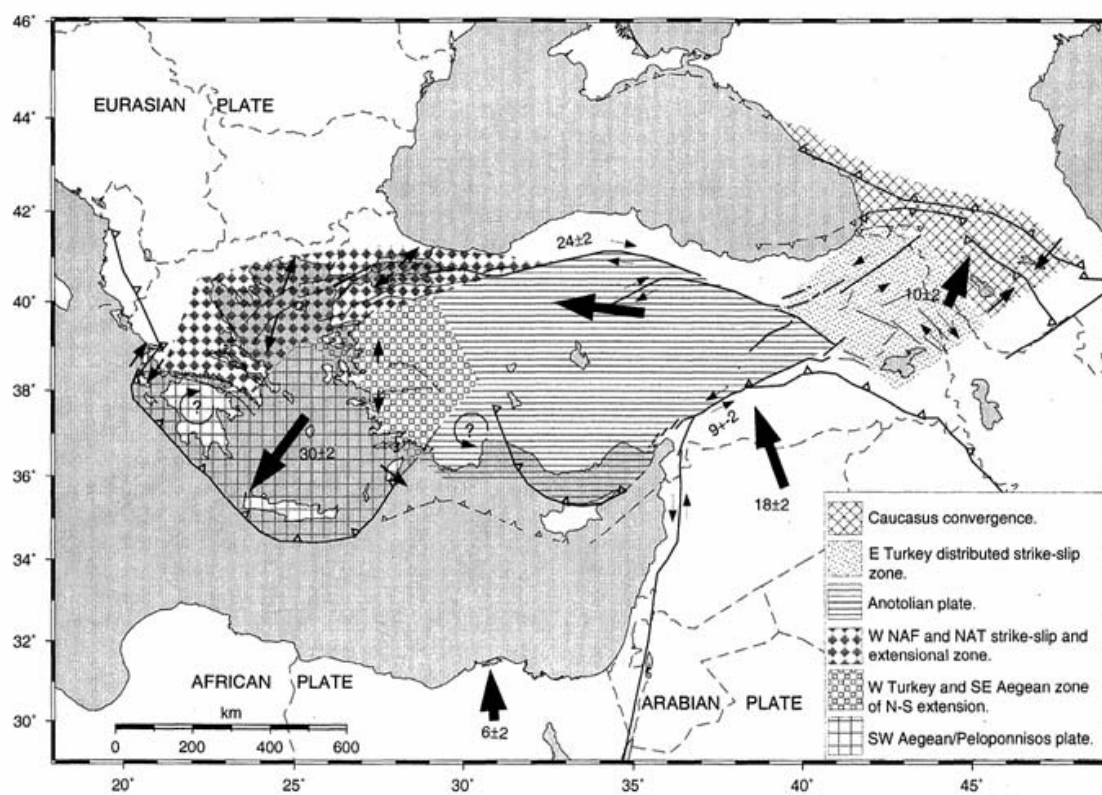


FIG. 2.4: Schéma tectonique de la Méditerranée orientale, d'après McClusky et al. (2000). La région du Golfe de Corinthe représente une zone de déformation qui absorbe le mouvement différentiel entre l'Eurasie et l'Anatolie.

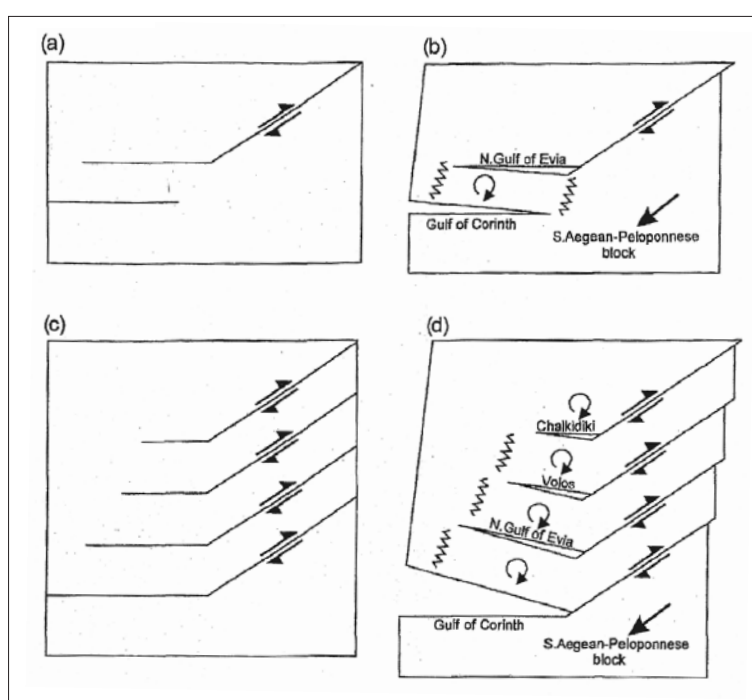


FIG. 2.5: Modèle géodynamique schématique de la Grèce d'après Goldsworthy et al. (2002). Les figures a) et b) montrent comment un modèle simple peut expliquer la formation de structures majeures comme la terminaison de failles décrochantes sur un système de failles normales (Golfe de Corinthe et Golfe de Evia). Les figures c) et d) sont des modifications des figures a) et b) : elle montrent comment l'ouverture du Golfe de Corinthe peut augmenter dans le cas d'un réseau de failles décrochantes, grâce à un partitionnement de la déformation.

De récents résultats géodésiques (Avallone et al., 2004) montrent que le mouvement différentiel entre la Grèce continentale et le Péloponnèse impliquent une ouverture du Golfe de Corinthe d'environ 11 mm/an dans la partie centrale du rift (Xilocastro) et d'environ 16 mm/an dans la partie occidentale (Aigion). Cette extension semble presque entièrement concentrée en mer, dans la partie interne du rift, à l'intérieur d'une étroite bande de 10 km de large.

2.2 Structure des Hellénides

La formation du rift de Corinthe est relativement récente. Sa structure s'est mise en place il y a environ 2 Ma en intersectant la chaîne préexistante des Hellénides. Cette dernière est le résultat de la tectonique compressive qu'a subi la Méditerranée orientale pendant le Cénozoïque. Actuellement, la chaîne des Hellénides comporte une croûte épaissie qui affleure dans toute la Grèce continentale et dans le Péloponnèse (40-45 km d'épaisseur). Elle est, par contre, amincie dans la mer Égée (où elle peut atteindre jusqu'à 20 km d'épaisseur) à cause du processus d'extension commencé il y a environ 25 Ma (Jolivet et Patriat, 1999).

Sur la base de reconstructions palinspastiques, la chaîne des Hellénides a été subdivisée en différentes unités tectoniques ou "nappes" (Jacobshagen et al., 1978a). En Grèce continentale et dans le Péloponnèse, la distribution des nappes suit une direction NS approximative, orthogonale à la direction principale de compression. Dans la région du Golfe de Corinthe ont été identifiées cinq unités tectoniques majeures (figure 2.6). Ces unités se sont superposées suite à un chevauchement à vergence ouest, comme le montre la coupe schématique de la figure 2.7.

Dans la partie occidentale du Golfe de Corinthe affleurent les unités du Pindo à l'est (zone d'Aigion) et du Gavrovo-Tripolitza à l'ouest (zone de Patras). La première est composée principalement de sédiments pélagiques mésozoïques et d'un flysch tertiaire. Elle chevauche d'est en ouest l'unité du Gavrovo-Tripolitza, une épaisse série de calcaires néritiques du Trias-Tertiaire. Xypolias et Koukouvelas (2001) estiment l'épaisseur totale de ces deux unités entre 4 et 6 km.

À la base du Gavrovo-Tripolitza (figure 2.7), on trouve l'unité des Phyllades, appelée aussi "Phyllite-Quartzite Series". Il s'agit d'une série de roches de haute pression et de basse température (HP/LT) ayant une épaisseur maximale de 2 km, mais avec de fortes variations latérales (Jacobshagen et al., 1978a). Cette unité tectonique est composée d'un mélange de matériaux hétérogènes très riches en phyllites, intercalés avec des niveaux de calcaires, de quartzites agglomérés, d'évaporites et de roches volcaniques. Sa position structurale est énigmatique. Elle apparaît dans la fenêtre tectonique du Chelmos (Xypolias et Koukouvelas, 2001) au sud-est de notre zone d'étude (figure 2.6), tandis qu'elle est absente en Grèce continentale. Sa position en profondeur dans la région du Golfe de Corinthe reste donc encore spéculative (Pham et al., 2000; Le Pourhiet et al., 2004). Notons enfin que la série des Phyllades forme, avec les unités calcaires mésozoïques du Pindo et du Gavrovo-Tripolitza, un important contraste lithologique et, probablement, rhéologique. Sa possible présence et sa géométrie sous le Golfe de Corinthe peuvent donc avoir des conséquences importantes sur la géodynamique d'ouverture du rift, comme le suggère l'étude de Le Pourhiet et al. (2004).

La série des Phyllades affleure aussi au sud du Péloponnèse, au-dessus de l'unité de Plattenkalk. Cette dernière, composée principalement de marbres bien stratifiés, calcaires recristallisés et dolomites, est la plus profonde des unités structurales dans le Péloponnèse.

Les connaissances actuelles de la structure des Hellénides dans la région d'Aigion nous fournissent de précieux renseignements pour l'interprétation des images sismiques que nous avons obtenues.

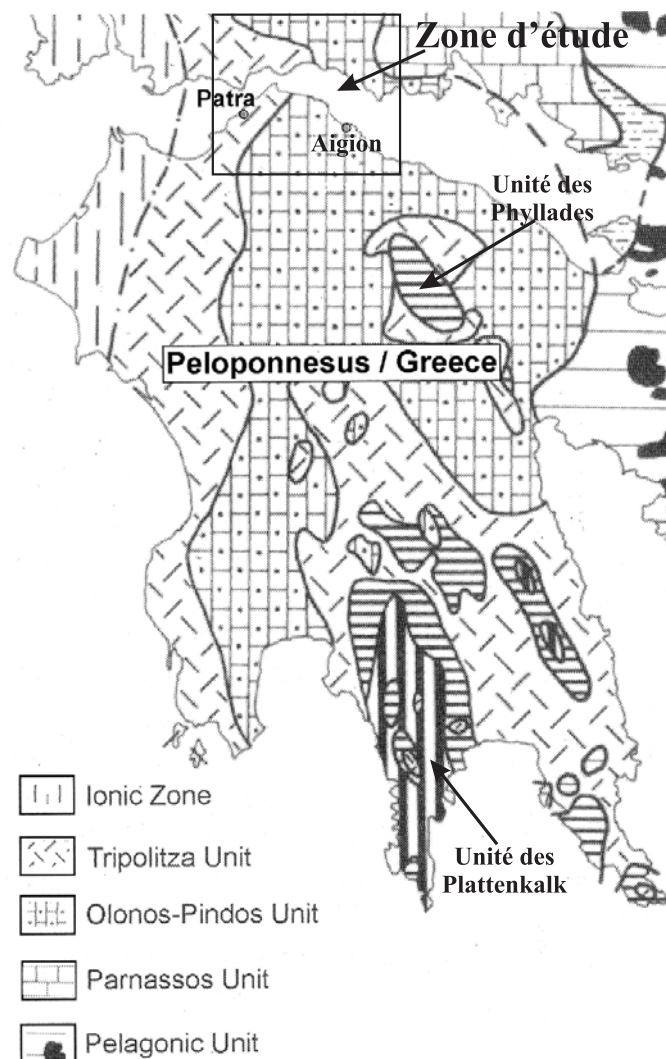


FIG. 2.6: Schéma structural des Hellénides, d'après Rettenmaier et al. (2004), tiré de Jacobshagen (1986). Le cadre montre la zone étudiée dans ce travail de thèse.

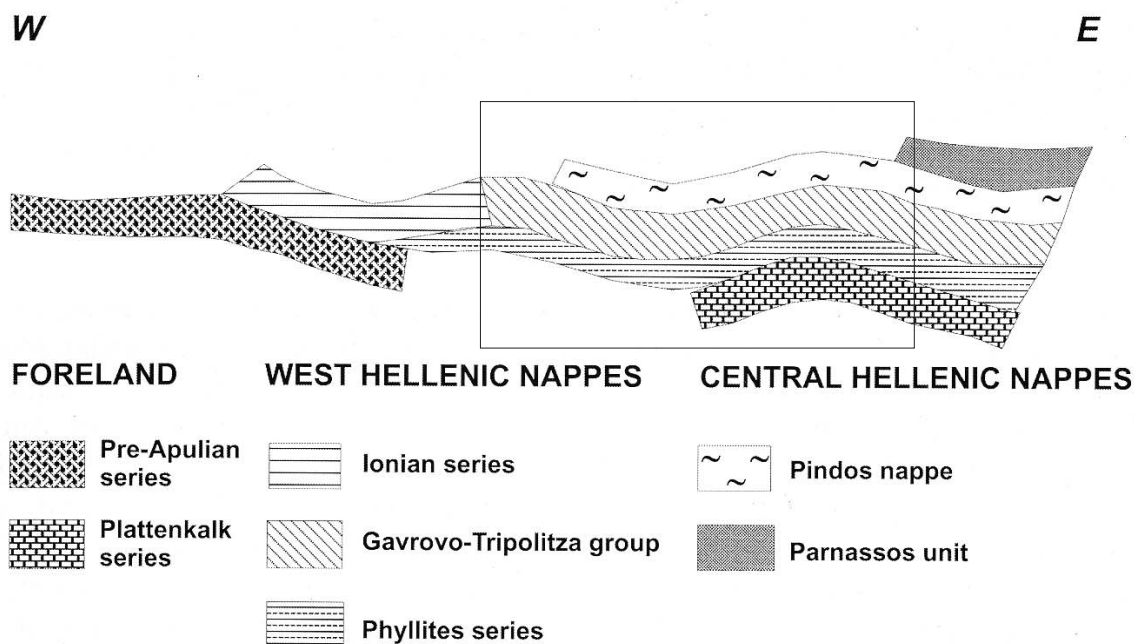


FIG. 2.7: Coupe schématique WE des Hellénides, d'après Jacobshagen et al. (1978b), modifié par Pham et al. (2000). La zone dans le cadre correspond à la succession structurale des nappes des Hellénides au sud de notre région d'étude, selon la reconstruction proposée par Jacobshagen et al. (1978b).

2.3 Études précédentes sur le Golfe de Corinthe : quelques modèles géodynamiques courants

Le Golfe de Corinthe est un graben asymétrique, long d'environ 30 km et orienté selon une direction N120° (figure 2.1). La côte sud (nord Péloponnèse) est caractérisée par un système de failles normales majeures disposées en échelon, de direction approximative W-E et avec un pendage nord de 55°-70° (Armijo et al., 1996). Cette région est actuellement sujette à un soulèvement rapide, comme l'indiquent les épais dépôts "synrifting" (Flotté et Sorel, 2001). Au contraire, dans la partie nord, on dénote seulement la présence de failles mineures antithétiques. Cette partie est en outre soumise à une lente subsidence.

Des récentes études de sismique réflexion ont permis d'évaluer l'épaisseur de la couche de dépôts sédimentaires accumulés dans le Golfe de Corinthe (Clément, 2000). En particulier, un maximum

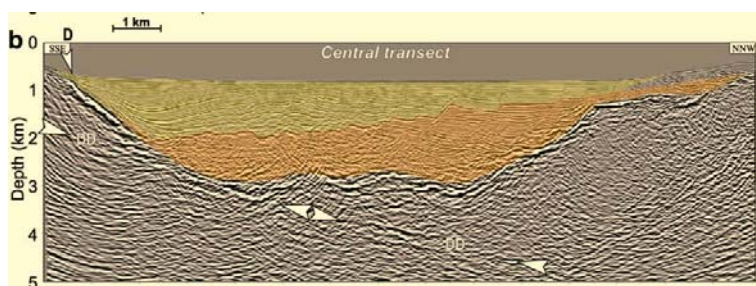


FIG. 2.8: Figure d'après Sachpazi et al. (2003). Section interprétative d'un des profils de sismique réflexion étudiés par Clément (2000). Ce profil a une direction SSE-NNW et il est situé dans la partie centrale du Golfe de Corinthe, à l'est de notre région d'étude.

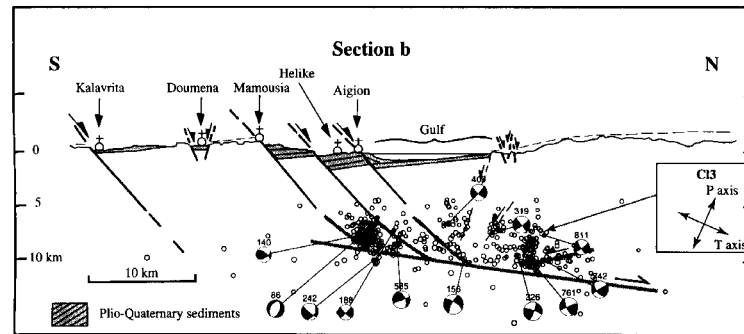


FIG. 2.9: Coupe interprétative proposée par Rigo et al. (1996). Les grandes failles normales qui affleurent sur la côte sud seraient connectées en profondeur à une zone de détachement ayant un faible pendage vers le nord.

de 2 km de sédiments “synrifting” a été estimé dans la partie centrale du golfe, à l’est de notre région d’étude (figure 2.8).

Selon des études géodésiques (Kahle et al., 1995; Briole et al., 2000; Avallone et al., 2004), le Golfe de Corinthe présente actuellement un mouvement d’extension plus rapide dans sa partie occidentale que dans sa partie orientale. Par exemple, l’étude de Avallone et al. (2004) indique un taux d’extension de 16 mm/an N185°E aux environs d’Aigion et 11 mm/an N185°E près de Xilocastro. Cette variation du taux d’extension est fortement soulignée par un comportement sismique différent (Hatzfeld et al., 2000). En effet, la sismicité associée à des failles normales très pentées est observée dans la partie orientale du Golfe de Corinthe, tandis que, dans la partie occidentale, la microsismicité et la sismicité modérée indiquent la présence en profondeur de failles normales à faible pendage. Dans la partie occidentale du golfe, la microsismicité est principalement concentrée entre 6 et 11 km et est distribuée selon une zone faiblement inclinée vers le nord (Rigo et al., 1996; Rietbrock et al., 1996; Lyon-Caen et al., 2004). En outre, les hypocentres de la sismicité modérée associée à des mécanismes aux foyer de failles normales à faible pendage ont été localisés entre 7 et 10 km de profondeur (Hatzfeld et al., 1996; Bernard et al., 1997).

Diverses hypothèses ont été proposées pour expliquer cette sismicité caractéristique ainsi que les mécanismes responsables de l’ouverture du Golfe de Corinthe. En particulier, le débat est centré sur la relation entre les grandes failles normales à fort pendage qui affleurent au sud et la sismicité localisée en profondeur. Dans le modèle de Doutsos et Poulimenos (1992), semblable à celui proposé par King et al. (1985) dans la zone de Corinthe, l’extension est principalement corrélée aux grandes failles qui affleurent et qui se greffent en profondeur sur une zone de détachement. Un tel modèle a été repris par Rigo et al. (1996) : ils proposent en outre un “rôle actif” de ce détachement, qui contribuerait à absorber une partie importante de la déformation (figure 2.9).

Un modèle type “rotating domino” est, en revanche, proposé par Hatzfeld et al. (2000) (figure 2.10). Dans ce modèle, la sismicité observée en profondeur n’est pas associée à un détachement sub-horizontale, mais à une remontée de la transition cassant-ductile due au rapide taux d’extension du Golfe de Corinthe occidentale. Selon les auteurs, ce modèle expliquerait les caractéristiques différentes observées entre la sismicité de la zone orientale et celle de la zone occidentale du golfe.

En revanche, Sorel (2000) propose un modèle dans lequel la structure majeure du rift de Corinthe est composée d’une unique faille de détachement à faible pendage (la faille du Kelmos), qui rejoindrait en profondeur la zone sismogène et qui absorberait toute la déformation du rift (figure 2.11). Toutes les autres failles seraient des failles listriques secondaires se raccordant sur cette faille majeure.

Ces trois modèles représentent seulement des exemples des nombreux modèles géodynamiques proposés pour le Golfe de Corinthe. Il existe une longue bibliographie à laquelle nous renvoyons le lecteur pour plus de détails (par exemple Ori, 1989; Armijo et al., 1996; Briole et al., 2000; Pham

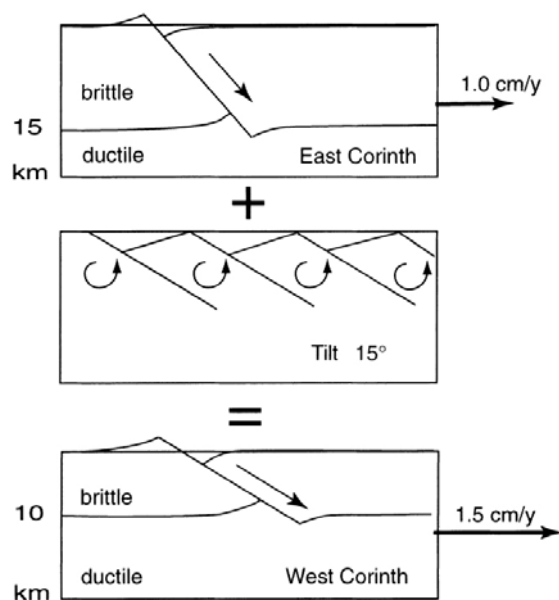


FIG. 2.10: Schéma interprétatif proposé par Hatzfeld et al. (2000). Le taux élevé d'extension associé à la zone occidentale du golfe serait la cause d'une remontée de la transition cassant-ductile et d'une rotation des systèmes de failles normales autour d'un axe horizontal.

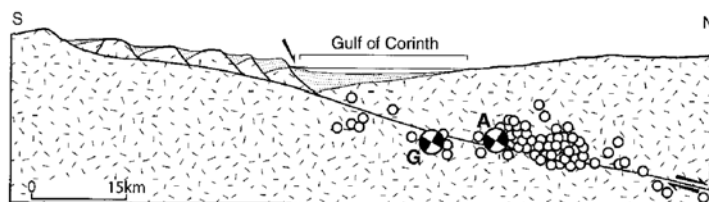


FIG. 2.11: Modèle proposé par Sorel (2000). La structure majeure du Golfe de Corinthe serait constituée par une unique faille de détachement à faible pendage, qui rejoint en profondeur la zone sismogène.

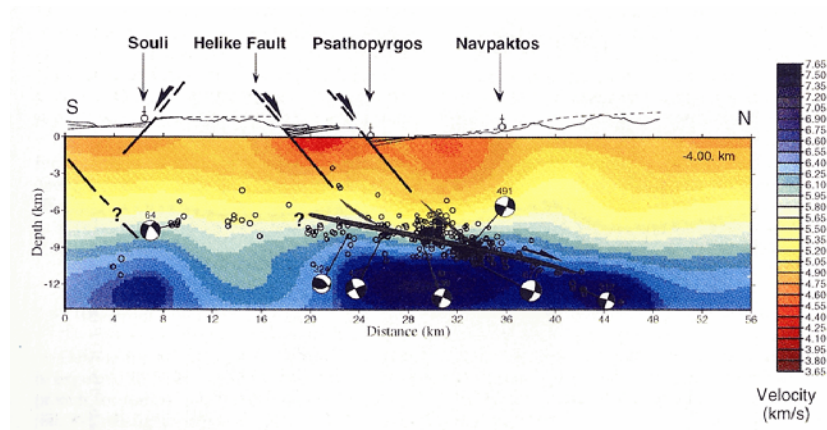


FIG. 2.12: Coupe SN du modèle de vitesse des ondes P obtenu par inversion tomographique des premières arrivées (Le Meur et al., 1997).

et al., 2000; Clément, 2000; Tiberi et al., 2001; Chery, 2001; Abers, 2001; Jolivet, 2001; Flotté, 2003; Sachpazi et al., 2003).

Beaucoup des auteurs cités contraignent leurs modèles à travers les résultats des études de la sismicité enregistrée dans le golfe. Cependant, la localisation de ces tremblements de terre a été souvent effectuée en utilisant des modèles de vitesse simples (modèles unidimensionnels avec un rapport V_p/V_s constant). De surcroît, beaucoup de ces modèles ne tiennent compte ni des hétérogénéités de la croûte, ni des possibles relations entre zone sismogène, présence de fluides et caractéristiques rhéologiques des lithologies qui composent la croûte supérieure. Et pourtant, des études précédentes de tomographie sismique (Le Meur et al., 1997) et de magnéto-tellurique (Pham et al., 1996; Chouliaras et al., 1997; Pham et al., 2000) ont déjà mis en évidence la complexité de la structure crustale de cette région. En particulier, le modèle obtenu par Pham et al. (2000) révèle une importante zone conductive située au-dessous de la faille de Mamousia ayant un pendage vers le nord (figure 2.13). Cette zone rejoint une couche horizontale caractérisée par une haute conductivité électrique et localisée au-dessous de 9 km de profondeur (figures 2.13 et 2.14). Le modèle proposé serait en accord avec l'hypothèse où les grandes failles normales à fort pendage nord s'enracinent sur la zone sismogène localisée à 7-9 km de profondeur.

Une récente étude de modélisation thermo-mécanique prend en considération le rôle des hétérogénéités rhéologiques dans la croûte pour expliquer le mécanisme d'ouverture du rift de Corinthe (Le Pourhiet et al., 2004). Cependant, manquent encore des informations détaillées concernant les structures situées en profondeur sous le Golfe de Corinthe.

Comprendre la structure de la zone sismogène est donc une étape nécessaire pour construire des modèles géodynamiques réalistes. Dans ce travail de thèse, nous avons cherché à y apporter notre contribution, en construisant une image sismique détaillée du Golfe de Corinthe occidental dont nous avons proposé une interprétation possible.

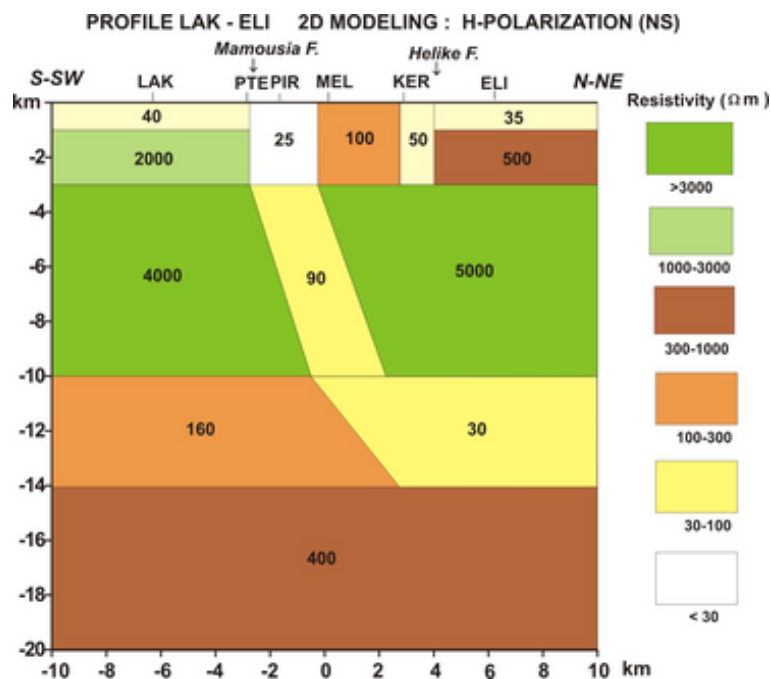


FIG. 2.13: Section géoélectrique 2D du profil SSW-NNE passant à travers la région d'Aigion (figure d'après Pham et al., 2000). Le modèle révèle la présence d'une importante zone conductive au-dessous de la faille de Mamousia ayant un pendage vers le nord. Selon ce modèle, cette zone rejoint une couche plus profonde caractérisée par une haute conductivité électrique et localisée à environ 10 km de profondeur.

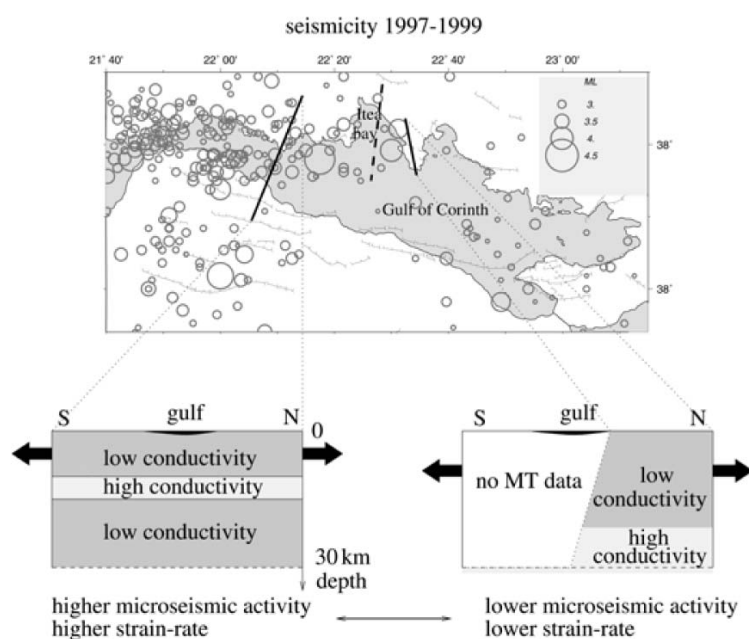


FIG. 2.14: Modèle d'ouverture du rift de Corinthe proposé par Pham et al. (2000). Sur la gauche, la coupe schématique SN correspondant à l'interprétation d'un profil de magnéto-tellurique localisé entre la région d'Aigion et la péninsule de Psaromita. Sur la droite, l'interprétation d'un profil situé plus à l'est.

Chapitre 3

La campagne sismologique *Patras 91*

3.1 Description de la campagne d'acquisition

En 1991, un projet de recherche pluridisciplinaire a été mené dans le Golfe de Corinthe afin d'étudier sa structure crustale et de comprendre les mécanismes qui gouvernent son extension. Ce projet intégrait différents types d'études comprenant la tectonique (Armijo et al., 1996), la géodésie et la sismologie (Rigo, 1994).

La campagne d'acquisition appelée *Patras-91* s'inscrit dans ce contexte. Née d'une collaboration entre l'IPGP de Paris, l'Université Joseph Fourier de Grenoble et l'Université d'Athènes, cette campagne de sismologie passive avait pour objectif l'enregistrement de la microsismicité dans la région occidentale du Golfe de Corinthe. La campagne a duré environ six semaines (du 5 juillet au 26 août 1991) et a permis l'enregistrement d'un grand nombre de séismes (plus de 5000) de magnitude inférieure à 3 (Rigo et al., 1996).

Les données acquises ont fait l'objet d'études de mécanismes au foyer (Rigo, 1994; Rigo et al., 1996), de relocalisation relative (Rietbrock et al., 1996), de tomographie passive (Le Meur, 1994; Le Meur et al., 1997) et d'anisotropie sismique (Bouin et al., 1996). Dans ce travail de thèse, nous avons utilisé ces données afin de définir les structures sismiques majeures à travers l'analyse des ondes converties. Au préalable, une nouvelle image tomographique du Golfe de Corinthe a été obtenue.

Grâce aux travaux de Rigo (Rigo, 1994) et Le Meur (Le Meur, 1994), nous avons une description détaillée de cette campagne. Les informations qu'ils fournissent (les caractéristiques des stations sismologiques déployées, les corrections horaires effectuées sur les données et les erreurs estimées sur les pointés des premières arrivées) nous ont été très utiles pour la sélection et l'analyse des données. En effet, nous n'avons pas refait le pointé des temps d'arrivées P et S. En revanche, nous avons effectué une sélection rigoureuse des données (pointés et formes d'ondes) à partir de la base de données fournie par l'ENS et l'IPGP de Paris.

3.2 Réseau de stations

Le réseau temporaire était composé de différents types d'instruments. Selon la base de données à notre disposition, 64 sites ont été occupés. Leur position est représentée sur la figure 3.1.

L'utilisation de types d'instruments différents a entraîné une approche spécifique pour les corrections horaires et, par conséquent, une estimation différente des erreurs sur les pointés (Rigo, 1994). En ce qui nous concerne, cette variété de caractéristiques techniques (en particulier le pas d'échantillonnage des enregistrements) a dû être prise en compte pour l'utilisation des formes d'onde dans l'analyse des phases converties.

Les stations employées durant la campagne (figure 3.1) étaient :

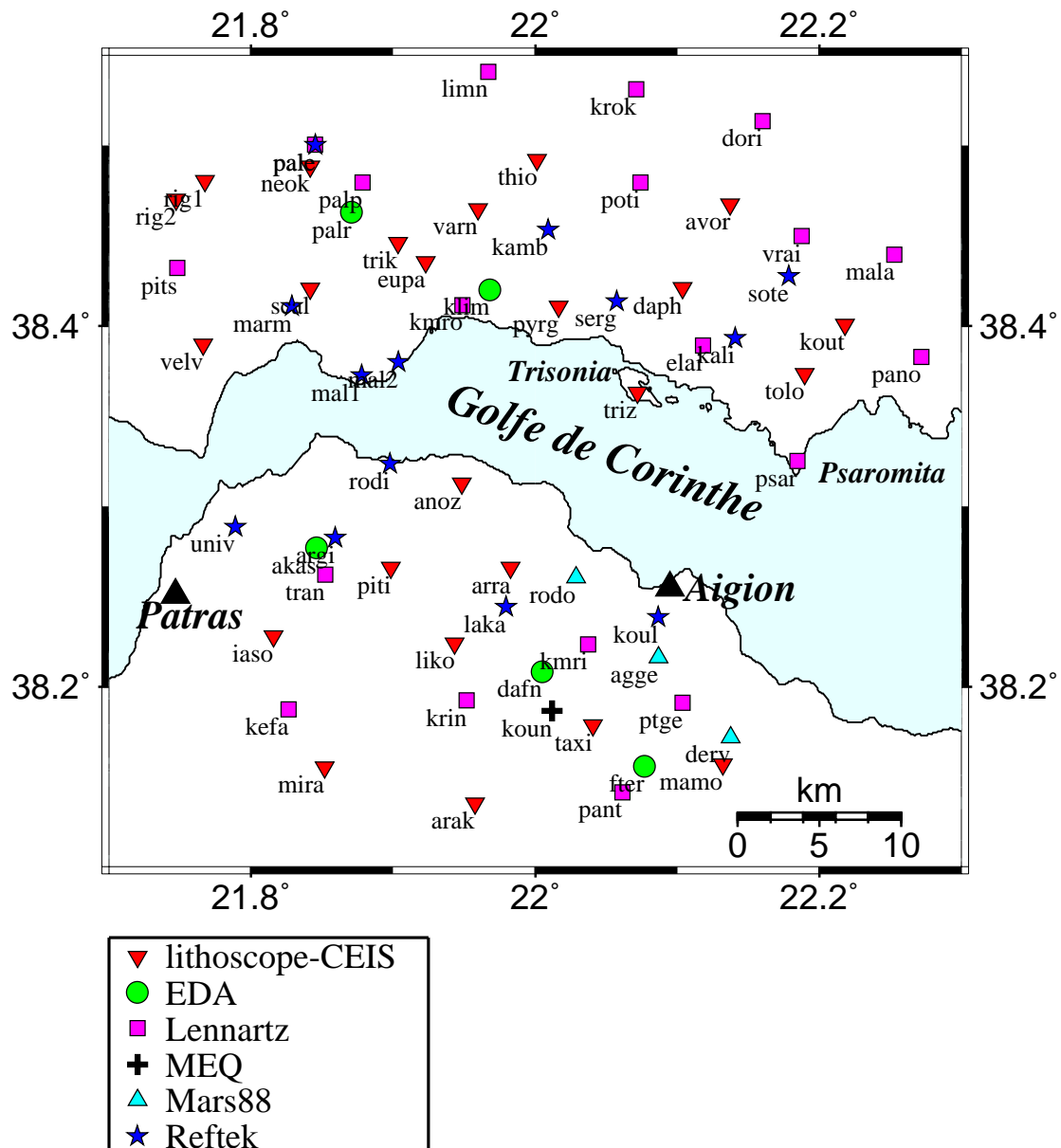


FIG. 3.1: Position des sites utilisés au cours de la campagne d'acquisition. Les symboles représentent les différents types d'instruments installés.

- des stations Lithoscope-CEIS à une composante, fréquence d'échantillonnage de 100 Hz , disposées sur 24 sites ;
- des Lennartz à trois composantes, fréquence de 125 Hz , 19 sites ;
- des stations Reftek à trois composantes, 200 Hz , 13 sites ;
- des stations EDA à trois composantes, 5 sites ;
- des stations Mars88 à trois composantes, $62,5\text{ Hz}$, 3 sites ;
- des MEQ (noir de fumée) à une composante.

Ce dernier type de station n'a pas été pris en compte dans notre travail.

La distribution des stations était assez dense (un instrument tous les $3 - 4\text{ km}$). Cependant le manque de stations en mer rend hétérogène la couverture du réseau (figure 3.1). Notre capacité de résolution de la structure sismique au centre du golfe s'en trouve donc limitée (chapitre 5).

3.3 Données

Le dépouillement des données a comporté des corrections horaires sur les enregistrements et donc sur le pointé des premières arrivées P et S (Rigo, 1994). Les erreurs associées aux pointés comprennent les erreurs théoriques (dues surtout aux fréquences d'échantillonnage) et celles liées au temps (correction de la dérive temporelle des horloges).

D'après Rigo (1994), nous pouvons associer aux temps d'arrivée lus une erreur maximale de $0,06\text{ s}$ sur les pointés P, et $0,1\text{ s}$ sur les pointés S. À cette valeur, il faut ajouter une erreur associée à la qualité du pointé, qui dépend aussi de l'opérateur. Ce dernier type d'erreur a été pris en compte dans l'inversion des temps d'arrivée à travers des poids associés aux lectures. Trois exemples de sismogrammes sont reportés sur la figure 3.2, afin de pouvoir apprécier la qualité des enregistrements et des pointés effectués. Le premier exemple (figure 3.2a) montre un enregistrement de bonne qualité avec des phases P et S clairement identifiées. Le second (figure 3.2b) montre un enregistrement avec un plus faible rapport signal sur bruit. Enfin, le troisième exemple (figure 3.2c) montre un cas où les phases P et S sont plus difficiles à identifier.

Puisque le nombre de stations est inférieur au nombre de sites, il faut tenir compte du fait que le nombre maximal de pointés pour chaque événement à notre disposition est toujours inférieur à 64. En outre, le nombre de pointés P et S pour chaque séisme ne correspond pas souvent au nombre de stations à disposition, soit pour des raisons techniques, soit à cause de magnitudes peu élevées, soit à cause des difficultés de lecture des premières arrivées sur le sismogramme.

Pour avoir une idée du nombre effectif de pointés associés à chaque séisme, nous montrons dans la figure 3.3 des histogrammes du nombre de tremblements de terre en fonction des pointés P et S. Ces graphiques ont été construits à partir de la totalité des événements (2098) localisés avec le code HYPO71 (Lee et Lahr, 1975). Nous avons exclu les séismes se trouvant au dehors de la région définie dans la figure 3.4 car ils n'ont pas été pris en compte dans la sélection des données pour l'étude tomographique (section 5.5).

Les histogrammes (figure 3.3) montrent que le nombre maximal de pointés pour un événement est 38 pour les P et 33 pour les S. Mais une grande partie des séismes est localisée avec un nombre de pointés assez limité. La précision de la localisation est donc réduite. Cela peut générer des artéfacts lors de la détermination du modèle de vitesse. C'est la raison pour laquelle nous avons effectué une sélection sur la base de données initiale à partir du nombre de pointés par événement. De surcroît, nous avons aussi fait une sélection à partir de critères de qualité (section 3.4).

3.4 Sélection des données pour l'inversion tomographique

En général, avant d'effectuer une tomographie des temps de première arrivée, il est nécessaire de procéder à une sélection des données. Le plus souvent, cette sélection est précédée d'une localisation

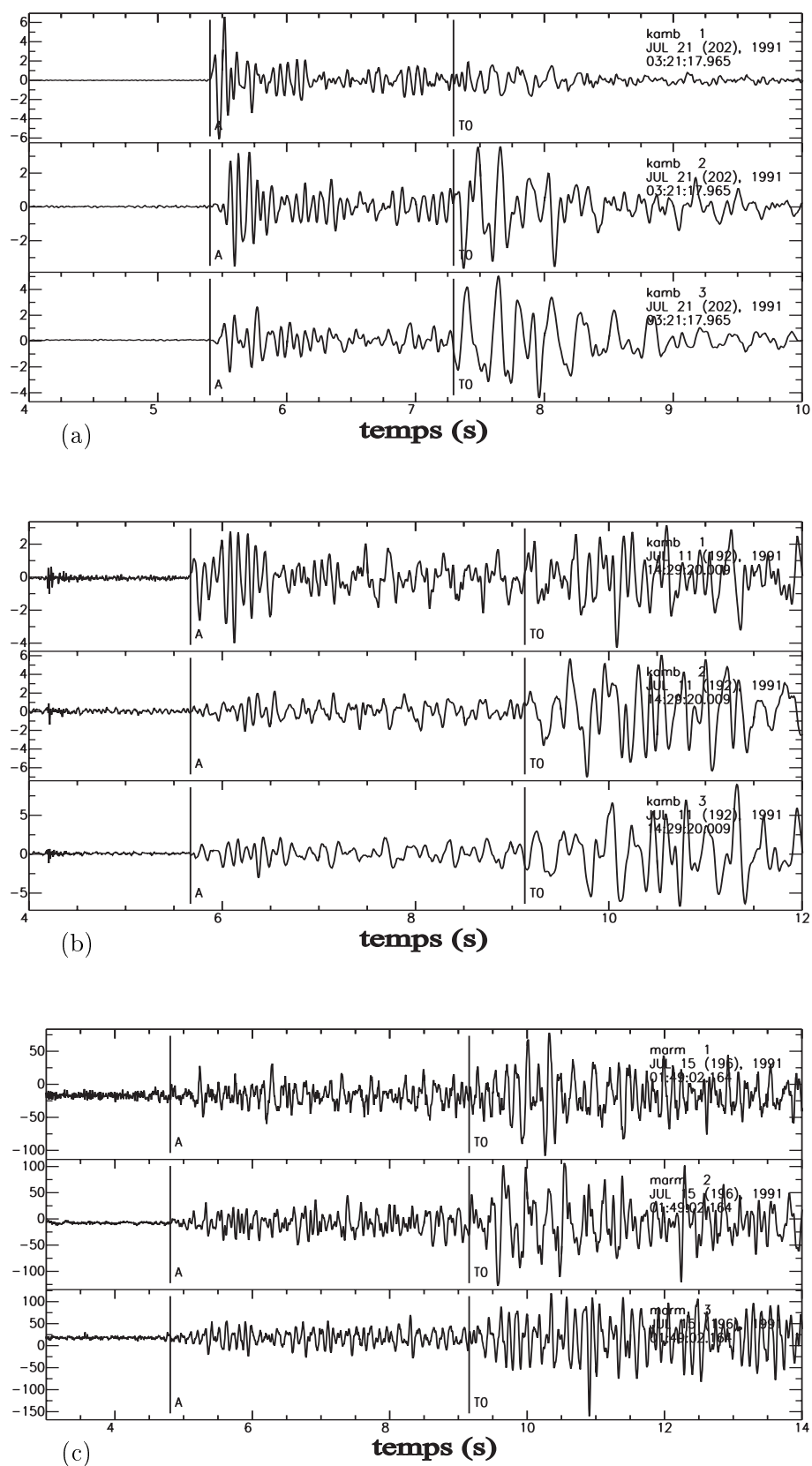


FIG. 3.2: Exemples d'enregistrements trois composantes avec pointés des premières arrivées P et S : a) sismogramme de bonne qualité ; b) sismogramme de qualité intermédiaire ; c) sismogramme de qualité inférieure (les phases P et S sont plus difficiles à identifier.).

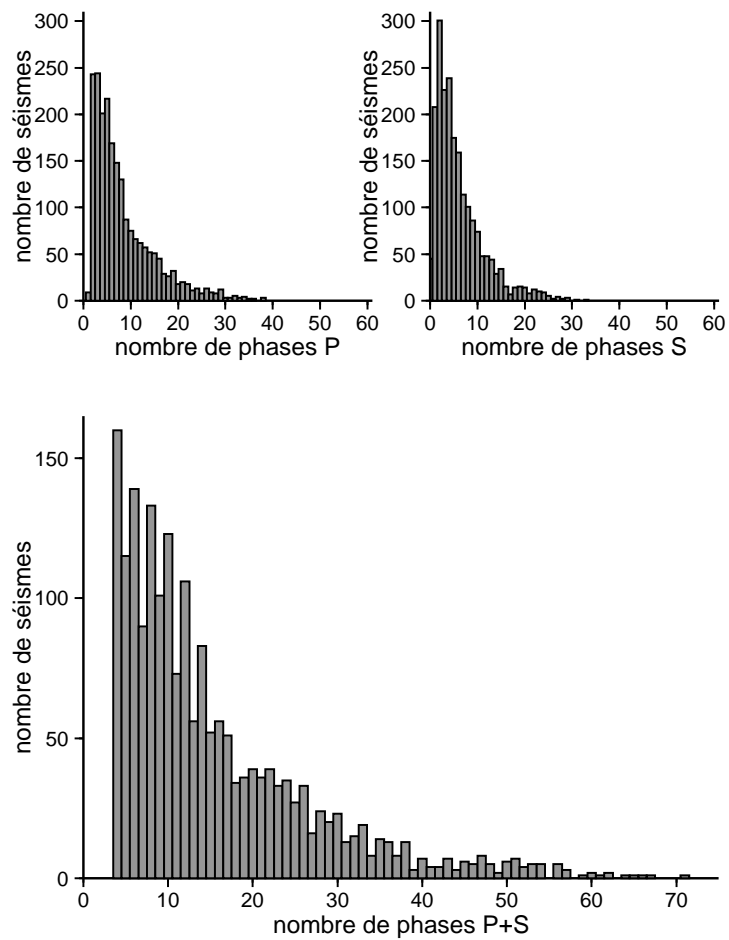


FIG. 3.3: Nombre de séismes enregistrés en fonction du nombre de pointés des premières arrivées P et S (haut). Nombre de séismes en fonction du nombre total de pointés (bas). Pour l'étude de la tomographie des premières arrivées, nous avons sélectionné les séismes avec un minimum de 8 pointés P et 4 pointés S (chapitre 5). La localisation des événements est représentée sur la figure 3.4.

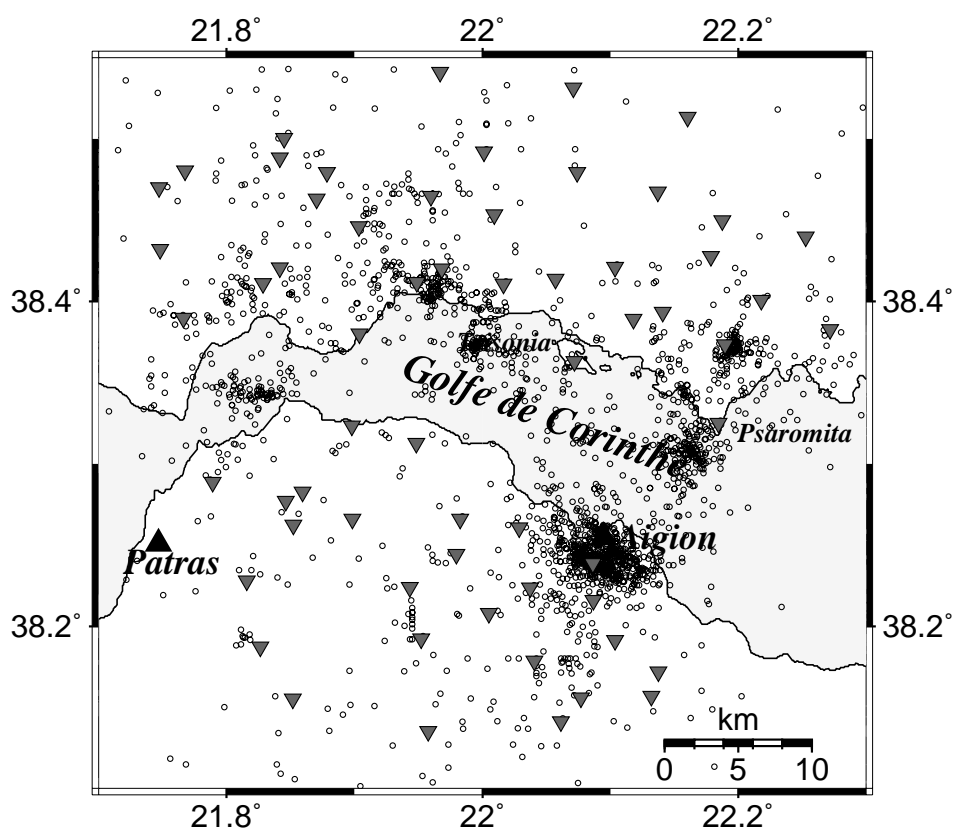


FIG. 3.4: Localisation de tous les événements (2008) enregistrés pendant la campagne *Patras-91* dans la région sélectionnée. Une partie de ces événements n'a pas été considérée dans notre étude car ils ne correspondent pas aux critères de sélection des données pour la tomographie des premières arrivées et pour l'analyse des phases converties.

des événements dans un milieu unidimensionnel. Ce type de sélection se fait suivant différents critères :

- le nombre de pointés P et S associés à chaque séisme ;
- la qualité des pointés ;
- l'amplitude de l'écart entre les temps observés et calculés ;
- le pointé de la phase S sur les enregistrements à 3 composantes ;
- la valeur de l'écart-type associée à la localisation dans le milieu 1D ;
- le "gap" azimutal.

Ces critères ont été appliqués aux données de la campagne *Patras-91*, avant de réaliser la tomographie des premières arrivées. Cette sélection est décrite en détail dans la section 5.6.3 de ce manuscrit.

3.5 Sélection des données pour l'analyse des phases converties

L'application des techniques de migration sismique aux enregistrements de tremblements de terre locaux requiert une sélection plus sévère que celle effectuée pour la tomographie des premières arrivées. Tandis que la sélection précédente s'effectue plus sur des critères liés aux temps d'arrivée, la sélection pour l'analyse des phases converties est plus liée à la forme d'onde. Puisque la position des sources doit être connue, il est nécessaire que les sismogrammes sélectionnés remplissent à la fois les conditions requises pour l'inversion tomographique et celles requises pour l'analyse des formes d'ondes. En effet, il peut arriver que des sismogrammes de bonne qualité, comprenant des phases converties facilement identifiables, correspondent à des tremblements de terre qui ne peuvent pas être correctement localisés. Ce problème, qui n'existe pas dans la sismique active où la position des sources est toujours connue, réduit sensiblement la taille de la base de données à notre disposition.

Nous avons effectué la sélection des données par une première vérification visuelle ainsi que par une série de critères qui définissent une certaine qualité au sismogramme. Ce processus bien qu'en partie automatique, requiert donc l'intervention d'un opérateur.

Les critères de notre sélection sont les suivants :

- enregistrement trois composantes du séisme, nécessaire pour le traitement du signal, comme par exemple la rotation des composantes ou l'analyse de polarisation ;
- pointé des premières arrivées P et S de bonne qualité, nécessaire afin de supprimer l'énergie associée à ces arrivées ("muting") ;
- bon rapport signal sur bruit ;
- absence d'artéfacts ("glitches") ou d'autres effets dus à des problèmes liés à l'instrumentation ;
- absence d'événements multiples sur le même enregistrement afin d'éviter une interprétation erronée des phases.

Le schéma de la figure 3.5 synthétise la succession des opérations associées à la sélection des données.

Pour clore cette partie et donner un ordre de grandeur de l'ampleur de la "perte" de données, nous présentons simplement cet exemple : sur un échantillon de 9222 enregistrements effectués sur un jeu de 10 stations à trois composantes (Reftek), la sélection des temps d'arrivée et des formes d'onde réduit le nombre de données utilisables à 1423, soit une réduction de la base de donnée de 85%.

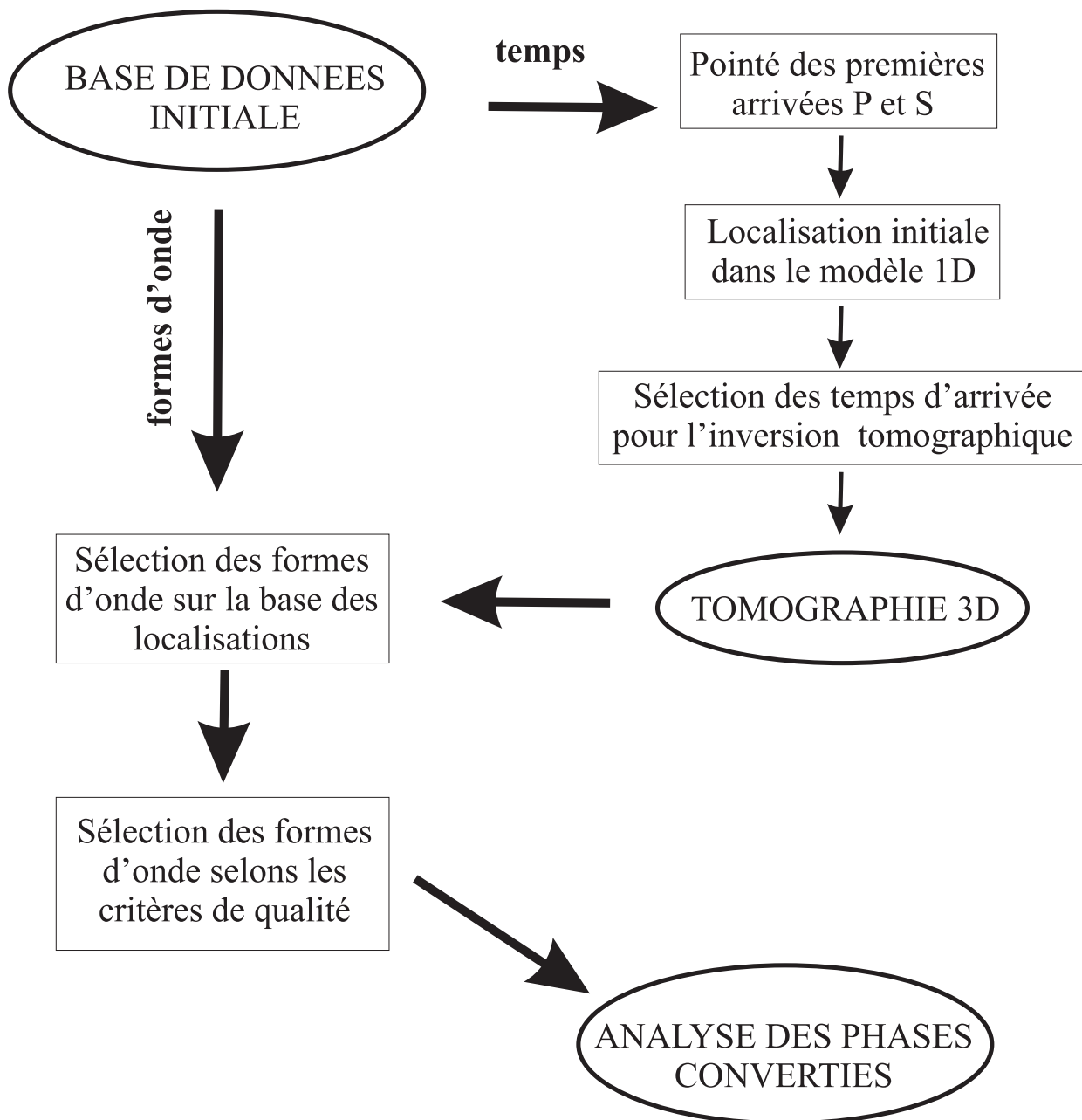


FIG. 3.5: Schéma représentant les différentes opérations effectuées pour la sélection des données utilisées dans l'analyse des phases converties.

Chapitre 4

Tomographie du Golfe de Corinthe : tests synthétiques

4.1 Tests synthétiques

Comme déjà annoncé dans le premier chapitre, la résolution des problèmes inverses sous-déterminés au sens des moindres carrés amortis requiert la définition d'un facteur d'amortissement. En outre, l'inversion conjointe de paramètres de différentes classes nécessite un conditionnement de la matrice des dérivées partielles par des facteurs de pondération. La calibration de ces facteurs (que nous appellerons “facteurs de réglage” de l'inversion) est une étape nécessaire avant de pouvoir effectuer une inversion sur les données réelles. Cette opération est importante pour le processus tomographique puisqu'elle peut influencer de manière significative les résultats finaux.

La détermination de ces facteurs de réglage peut être effectuée par le biais de tests synthétiques. Pour la tomographie du Golfe de Corinthe, nous avons créé ces tests de façon à reproduire, pour autant qu'il soit possible, les mêmes conditions d'inversion que pour l'inversion à partir des données réelles (géométrie d'acquisition, nombre de données, paramétrisation). Dans ce qui suit, nous montrerons seulement une petite partie de tous les tests que nous avons réalisés. Nous avons sélectionné ce que nous croyons être les exemples les plus significatifs.

4.1.1 Mise en oeuvre

Pour réaliser les tests, nous avons d'abord fixé la paramétrisation du modèle. En effet, le facteur d'amortissement dépend de la discrétisation de la grille d'inversion. La paramétrisation choisie est la même que celle employée pour l'inversion des données réelles. Ce choix sera discuté en détails dans le chapitre 5.

Afin d'obtenir une couverture des rayons adaptée à notre jeu de données réelles, nous avons utilisé la même géométrie de stations que celle de la campagne *Patras-91* (figure 4.1a). À la différence de la position des stations, la localisation des hypocentres représente une des inconnues de l'inversion. Pour le test, nous avons fixé la position des séismes comme étant celle qui sera utilisée comme localisation initiale dans l'inversion des données réelles (chapitre 5). Cette distribution est montrée dans la figure 4.1b. Enfin, nous avons respecté le nombre de lectures P et S contenu dans la base de données sélectionnée pour l'inversion. En effet, les facteurs de pondération entre les paramètres à inverser sont dépendants de la configuration employée (section 1.4.5).

La figure 4.2 nous donne une idée de la couverture des rayons P et S calculées avec cette configuration séismes-stations. Nous avons utilisé des modèles homogènes de vitesse (4000 m/s pour le modèle P et 2000 m/s pour le modèle S). Ces modèles représentent, dans ces tests, les modèles de vitesse initiaux avant inversion.

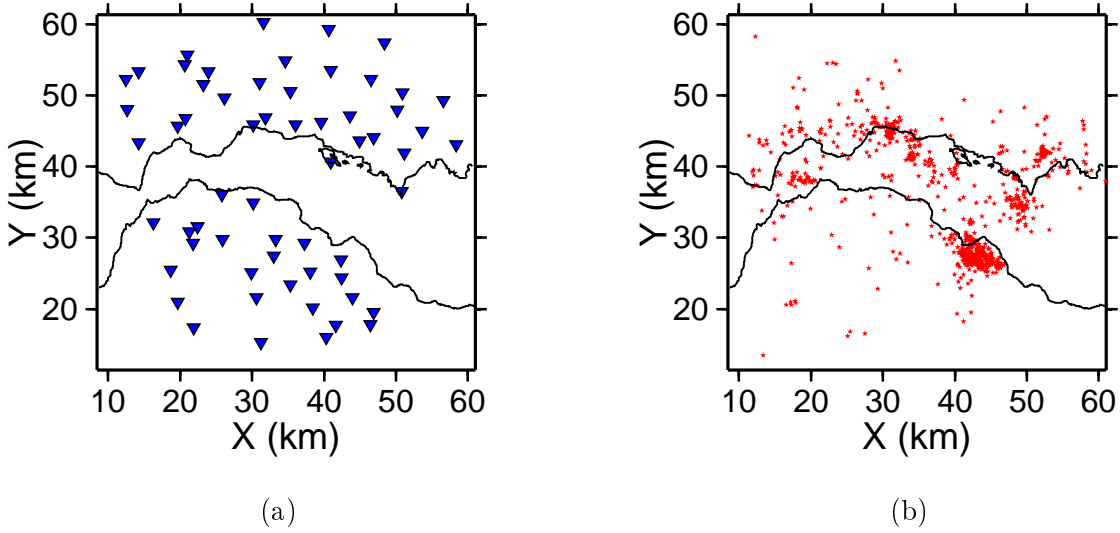


FIG. 4.1: a) Géométrie du réseau de la campagne Patras-91. b) Première localisation des séismes effectuée avec le programme HYPO71 dans le modèle 1D proposé par Rigo et al. (1996).

Nous observons que la couverture n'est pas partout homogène : elle est dense dans les dix premiers kilomètres de profondeur et au centre du modèle tandis que les bords ne sont pas échantillonnés par les rayons. Pour cette raison, nous verrons dans les tests suivants que toutes les parties du modèle ne pourront pas être résolues parfaitement par le processus d'inversion. Il est aussi bon de rappeler que l'image représentée sur la figure 4.2 n'a de valeur que dans le cadre de ces tests synthétiques tandis qu'elle ne peut pas être analysée pour juger la qualité de la couverture des rayons dans le modèle tomographique. Ce dernier, en effet, est plus compliqué qu'un simple modèle homogène.

Les tests synthétiques, que nous allons effectuer, s'articulent de la manière suivante.

- 1) Construction des modèles synthétiques de vitesse.
- 2) Définition de la géométrie d'acquisition (stations et séismes). Dans nos tests, il s'agit de la configuration précédemment décrite.
- 3) Création d'un jeu de données synthétiques (calcul des temps de première arrivée dans les modèles synthétiques). Dans les tests, ces données représentent nos observations.
- 4) Éventuel bruitage des données synthétiques.
- 5) Définition des modèles de vitesse initiaux (P et S) et des localisations initiales (x_{init} , y_{init} , z_{init} , $t0_{init}$). Ces dernières sont déterminées en relocalisant les séismes (x_{syn} , y_{syn} , z_{syn} , $t0_{syn}$) dans les modèles de vitesse initiaux.
- 6) Inversion des données synthétiques pour retrouver les modèles et les localisations des séismes définis aux points 1 et 2.
- 7) Analyse des résultats par comparaison avec les modèles et les localisations à retrouver.

Cette procédure est répétée en faisant varier systématiquement les différents facteurs de réglage de l'inversion. Le but est de trouver les facteurs qui garantissent la meilleure reconstruction possible des modèles et des localisations. Nous appellerons le modèle synthétique à retrouver "modèle cible", défini par des "paramètres cibles" de vitesse. Les positions des séismes que nous avons choisies dans ce modèle sont, elles aussi, définies par des paramètres que nous nommerons cibles.

4.2 Détermination du facteur d'amortissement

Dans cette section nous montrons deux tests dont le but est d'évaluer la meilleure valeur d'amortissement pour notre configuration. Dans ces deux tests, le modèle devant être retrouvé est constitué

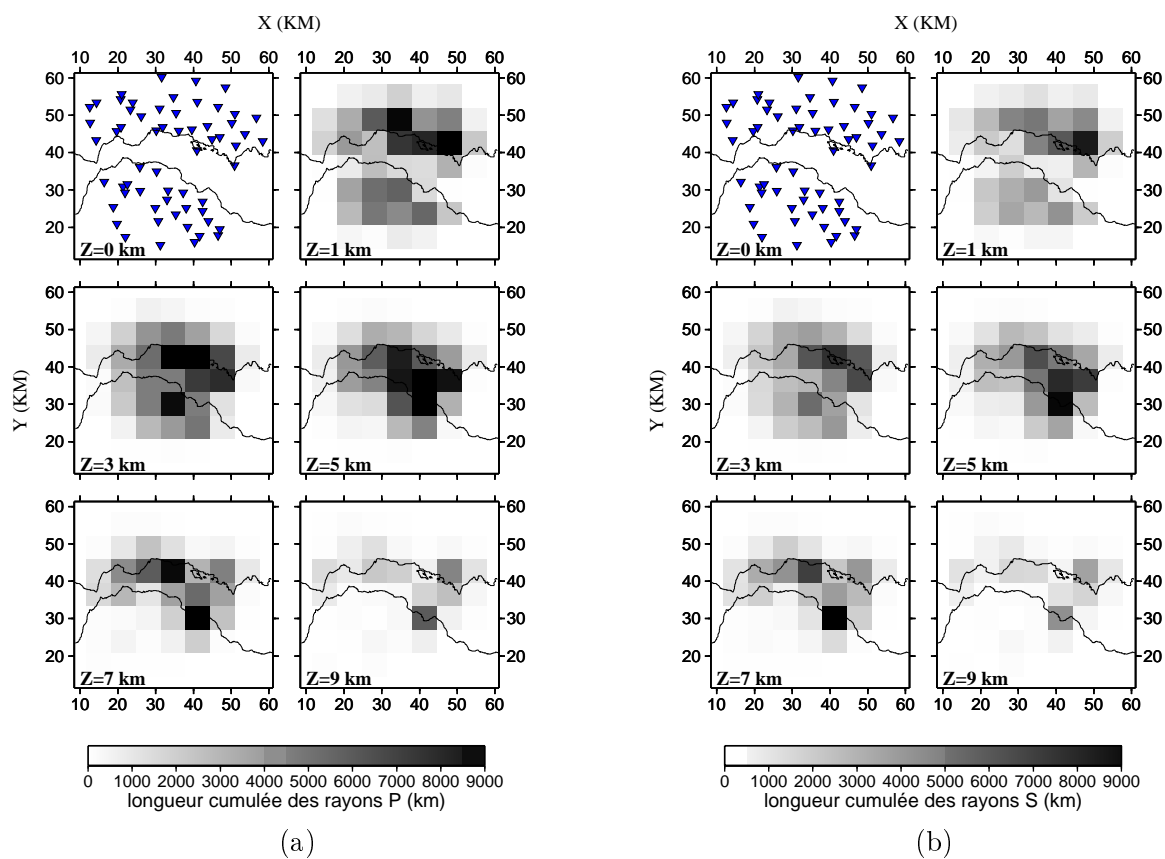


FIG. 4.2: Cartes de la couverture des rayons (coupes horizontales correspondant à différentes profondeurs). Les rayons sont calculés dans un modèle de vitesse homogène à partir de la géométrie séismes-stations représentée sur la figure 4.1. Le milieu est réparti en cellules de $7 \times 7 \times 2$ km chacune, correspondant à la distance inter noeuds de la grille d'inversion. L'échelle de couleur montre la densité de rayons passant par chaque cellule (longueur cumulée dans la cellule). a) couverture des rayons P ; b) couverture des rayons S.

d'une anomalie de forme gaussienne. Dans le second test, les données synthétiques ont été bruitées avant l'inversion.

Tous les paramètres sont inversés simultanément. Dans ces exemples, nous discuterons seulement du cas dans lequel les valeurs des facteurs de pondération sont fixées à 1 pour les paramètres des modèles P et S, et à 5 pour les paramètres de l'hypocentre. Il faut toutefois noter que de nombreux tests ont été réalisés avec d'autres coefficients de pondération. Nous avons choisi de montrer uniquement les tests correspondant aux valeurs de pondération donnant le meilleur résultat.

4.2.1 Test avec les données non bruitées

Le modèle de vitesse (modèle cible) que l'on veut retrouver (étape 1, section 4.1.1) est constitué d'une anomalie de vitesse de forme gaussienne superposée à un modèle de vitesse homogène (figure 4.3). L'amplitude de l'anomalie est de +400 m/s pour le modèle P et de +200 m/s pour le modèle S. Les modèles homogènes P et S, sur lesquels est ajoutée cette anomalie, ont respectivement des vitesses de 4000 m/s et 2000 m/s. Cette dernière est positionnée au centre du réseau, à une profondeur de 5 km. Ce choix permet d'assurer une couverture suffisante de l'anomalie, la distribution des séismes étant principalement concentrée entre 5 et 10 km. La distribution des séismes à retrouver (étape 2, section 4.1.1) est représentée sur la figure 4.1. À partir de cette configuration, les temps d'arrivée P et S sont calculés dans les modèles synthétiques et constituent ainsi les données devant être inversées (étape 3, section 4.1.1). Dans ce test, les données n'ont pas été bruitées.

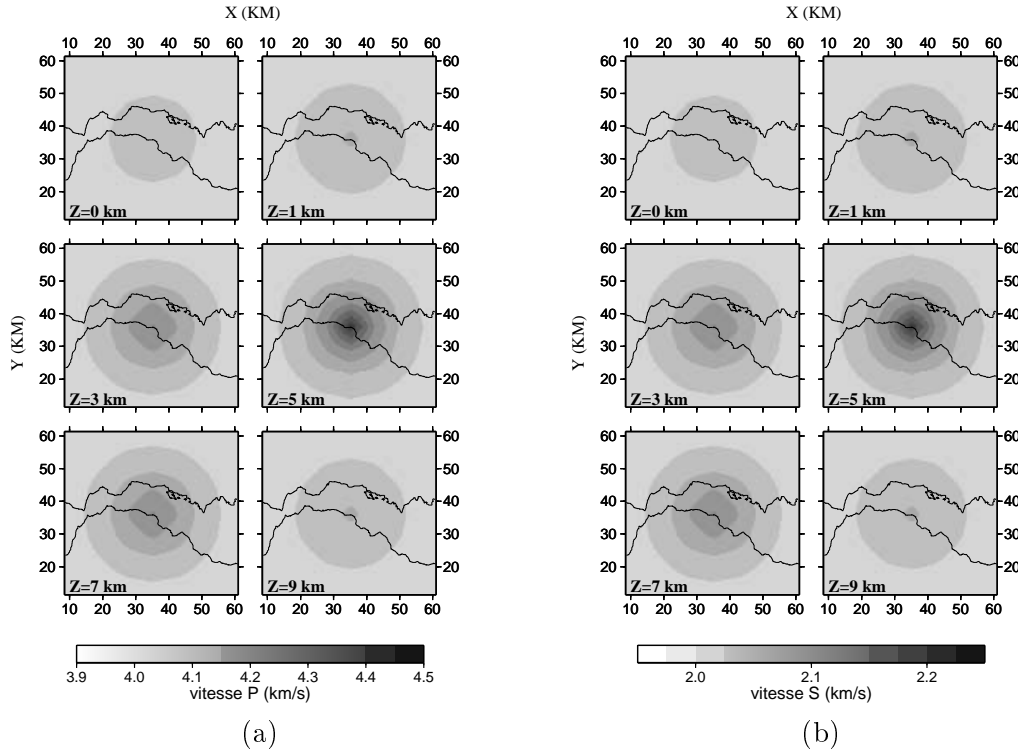


FIG. 4.3: Modèles synthétiques P (a) et S (b) avec une anomalie de vitesse de forme gaussienne.

Les modèles initiaux (étape 5, section 4.1.1) sont des modèles à vitesse constante ($v_p=4000$ m/s, $v_s=2000$ m/s). Les localisations initiales des séismes, quant à elles, sont obtenues à la suite d'une localisation dans ces modèles initiaux. La figure 4.4 montre la distance des localisations initiales ($x_{init}, y_{init}, z_{init}, t_{0_{init}}$) par rapport aux localisations cibles ($x_{syn}, y_{syn}, z_{syn}, t_{0_{syn}}$).

Plusieurs facteurs d'amortissement, avec des valeurs comprises entre 0,01 et 10, ont été testés. Pour chaque valeur, les paramètres de vitesse et des hypocentres sont inversés simultanément.

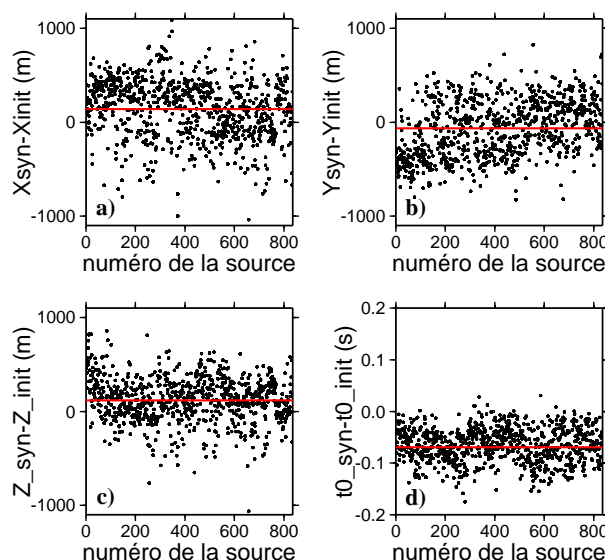


FIG. 4.4: Distance de la position et du temps origine des séismes utilisés par rapport aux localisations cibles. a) Distance de la position en x ; b) distance en y ; c) distance en z et d) distance du temps origine. Les valeurs sont représentées en fonction du numéro associé à chaque séisme.

La recherche s'effectue sur un nombre maximum de 20 itérations. La variation de l'écart-type au cours des itérations et sa valeur finale en fonction de l'amortissement appliqué sont reportées, respectivement, dans les figures 4.5a et 4.5b.

En premier, on note que la courbe sur la figure 4.5a ne présente pas de rupture de pente franche. Un seuil pour la valeur d'amortissement est donc difficile à déterminer. Le comportement de l'inversion (figure 4.5b) est similaire pour des valeurs d'amortissement comprises entre 0,1 et 0,01. En effet, on obtient approximativement les mêmes écarts-types dès les premières itérations. L'inversion effectuée pour un coefficient d'amortissement de 0,5 atteint elle aussi un écart-type relativement bas (environ 3 ms), mais seulement après un nombre plus élevé d'itérations. Les coefficients d'amortissement entre 1 et 10, quant à eux, commencent à produire des écarts-types trop importants pour être considérés comme valeurs adéquates pour l'inversion des données réelles. Par contre, on observe que leur écart-type pourrait encore être amélioré en augmentant le nombre d'itérations. Toutefois, nous avons vérifié que ce n'est pas possible d'obtenir un écart-type inférieur à 5 ms même dans ce cas. Cela nous conduit donc à nous intéresser seulement à des valeurs d'amortissement inférieures à 1.

Paramètres de vitesse

La comparaison entre les modèles cibles et les modèles obtenus nous aide à évaluer l'effet des amortissements appliqués. Les images montrent des résultats similaires pour les paramètres de vitesse P et S (figures 4.6a et b). Le fait que les images P semblent légèrement plus bruitées ou, dans certains cas, moins bien retrouvées peut dépendre du réglage de la pondération entre les deux paramètres de vitesse. Ce réglage pourrait être donc encore affiné.

On observe que des faibles valeurs d'amortissement (0,01 et 0,05) reproduisent bien les modèles cibles. Elles introduisent peu d'artéfacts haute fréquence, qui sont principalement positionnés sur les bords du modèle où la couverture des rayons est moins dense ou bien nulle. Des valeurs d'amortissement plus élevées (0,1-0,5), engendrent des modèles qui montrent des différences plus marquées par rapport aux modèles cibles. Enfin, pour des valeurs d'amortissement supérieures à 1, les modèles obtenus ne s'éloignent pas beaucoup du modèle initial, augmentant la valeur de l'écart

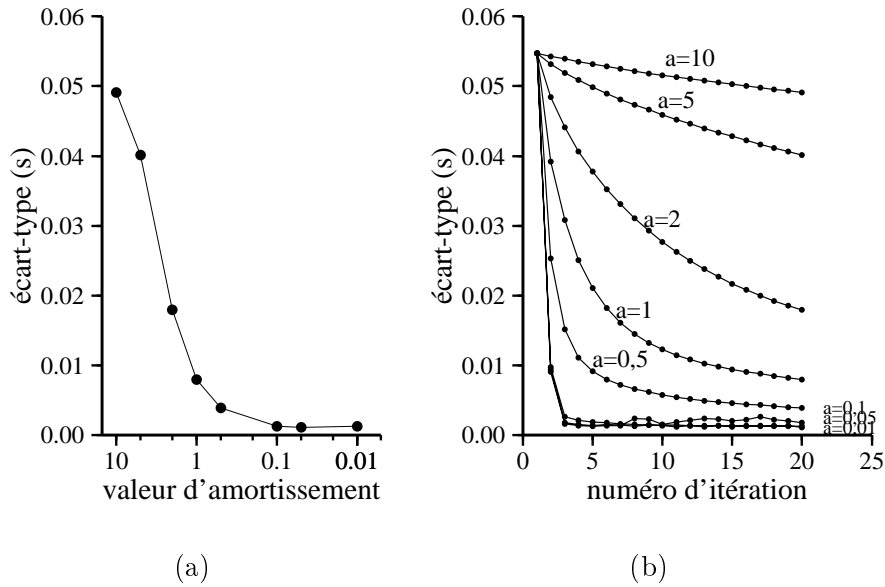


FIG. 4.5: a) Valeur de l'écart-type obtenue à la fin de chaque inversion. Les valeurs minimales sont atteintes pour des coefficients d'amortissement compris entre 0,5 et 0,01. b) Variations de l'écart-type en fonction du nombre d'itérations. Chaque courbe représente une inversion avec une valeur d'amortissement différente.

type (figure 4.5).

Paramètres de l'hypocentre

Pour analyser l'effet des différentes valeurs d'amortissement sur la détermination des paramètres hypocentaux, nous avons résumé les résultats en deux groupes de graphiques (figures 4.7 et 4.8).

Chaque graphique de la figure 4.7 représente l'écart moyen entre les valeurs obtenues et les valeurs cibles de chaque paramètre hypocentral. De même, la figure 4.8 montre les valeurs des écarts maximaux. Ces écarts sont calculés pour toutes les valeurs d'amortissement utilisées dans le test.

La tendance de ces courbes est cohérente avec les résultats obtenus pour l'inversion des modèles de vitesse et avec les courbes des écarts-types. En effet, pour des valeurs croissantes d'amortissement, les écarts moyens et maximaux des positions des séismes s'éloignent progressivement du zéro. L'écart maximal est relativement faible pour des coefficients d'amortissement compris entre 0,01 et 0,5 (il est inférieur à 150 m en horizontal et à 400 m en vertical pour les coordonnées de la localisation). D'autre part, la tendance de la variation des écarts varie pour des valeurs d'amortissement supérieures à 1. En général nous pouvons identifier un changement de pente sur la courbe pour une valeur d'amortissement de 0,5.

Le paramètre du temps origine a un comportement distinct des autres paramètres de localisation, car sa nature est différente. On remarque un décalage plus important des écarts moyens (figure 4.8c). Cela peut être imputé au réglage des coefficients de pondération entre les différents paramètres ou, au contraire, à une plus grande sensibilité de ce paramètre qui est donc plus difficile à contraindre.

Conclusion

Les résultats de ce test montrent qu'une valeur optimale du facteur d'amortissement est inférieure à 0,5, si nous considérons la paramétrisation choisie, la configuration sources-stations de la campagne *Patras- 91* et le nombre de pointés P et S à notre disposition. La valeur de 0,5 peut être donc considérée comme une valeur seuil supérieure. Dans ce test, nous avons construit une base

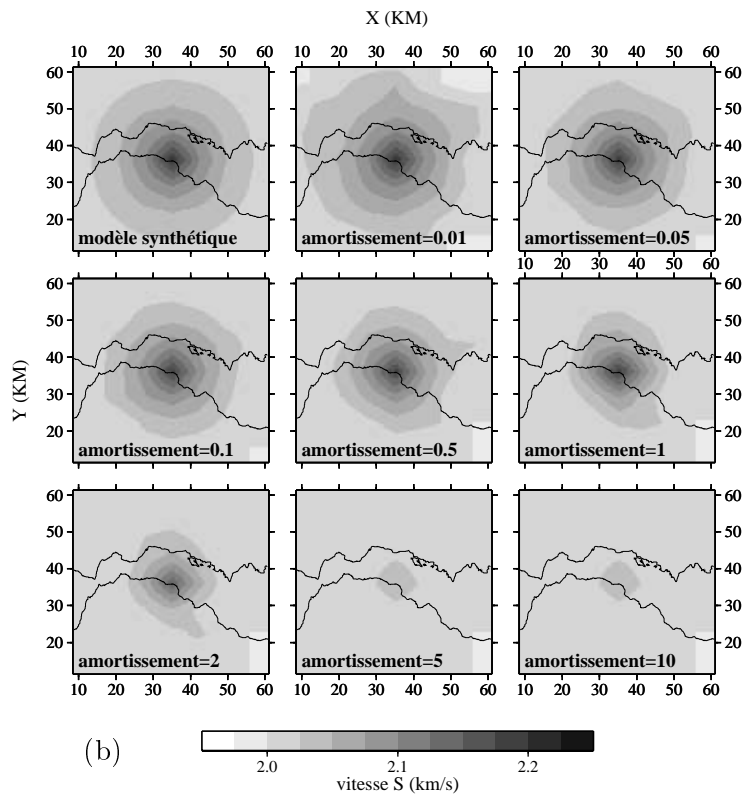
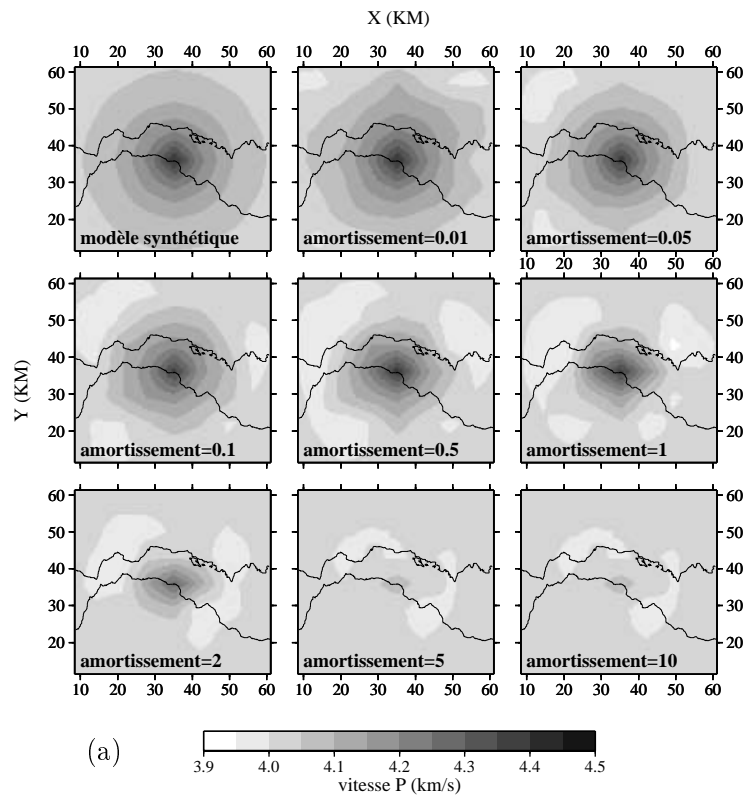


FIG. 4.6: Comparaison entre le modèle cible et les résultats des inversions pour différentes valeurs d'amortissement. Chaque figure représente une coupe horizontale du modèle correspondant à une profondeur de 5 km. a) Modèles de vitesse P et b) modèles de vitesse S.

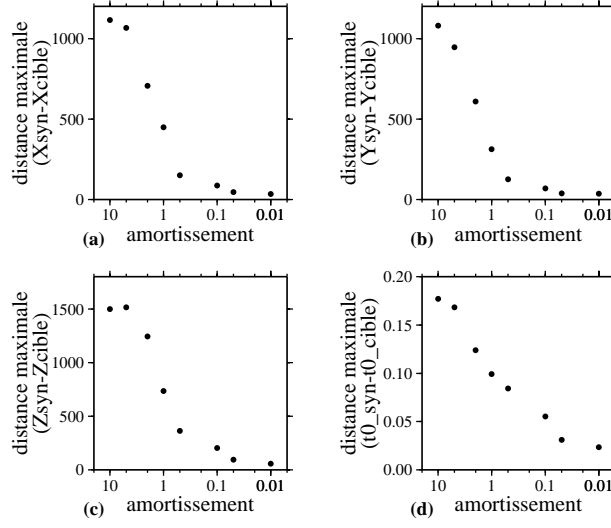


FIG. 4.7: Distance maximale (en valeur absolue) de l'écart entre les localisations cibles et celles obtenues par inversion des données synthétiques. Les valeurs sont représentées en fonction de l'amortissement appliqué pour les composantes x (a), y (b) et z (c) de la position des séismes. d) Différence maximale entre les temps origine.

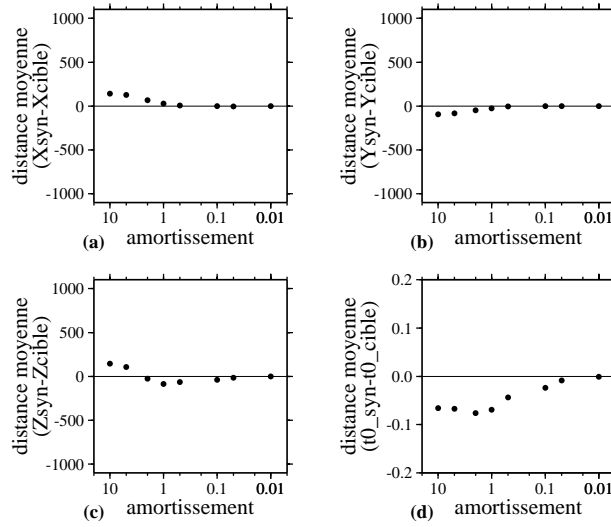


FIG. 4.8: Valeur moyenne de l'écart entre les localisations cibles et celles obtenues par inversion des données synthétiques. Différence moyenne entre les composantes x (a), y (b) et z (c) de la position des séismes. d) Différence moyenne entre les temps origine. Les valeurs sont représentées en fonction de l'amortissement appliqué. Afin de comparer les résultats avec les écarts initiaux des localisations, l'échelle verticale des diagrammes est la même que dans la figure 4.4.

de données synthétiques “exactes”. Puisqu'en général les données réelles sont entachées d'erreurs, il est nécessaire de vérifier dans quelle mesure ces erreurs sur les données peuvent modifier notre estimation. Ceci est l'objectif du test suivant.

4.2.2 Test avec des données bruitées

Les données synthétiques sont bruitées en ajoutant une quantité (Δt) arbitraire à chaque temps d'arrivée. Cette quantité est calculée de façon aléatoire dans un intervalle de $\pm 0,1$ s. L'ordre d'amplitude de cet intervalle a été choisi en tenant compte de l'erreur maximale estimée sur les données réelles (section 3.3). Les temps d'arrivée, ainsi modifiés, sont utilisés pour la relocalisation des séismes dans les modèles homogènes. Cela nous permet d'obtenir les localisations initiales du test avec l'introduction d'un bruit.

Par rapport aux résultats précédents, la courbe de l'écart-type (figure 4.9a) montre une rupture de pente plus nette (au voisinage de la valeur d'amortissement égale à 1). Cette singularité se situe en correspondance d'un seuil de l'écart type ($\sim 0,05$ s), ce qui indique une incapacité de l'inversion à résoudre une partie des données. On remarque que, pour toutes les valeurs d'amortissement comprises entre 0,01 et 0,5, l'écart-type atteint des valeurs minimales qui sont similaires dès la deuxième itération (figure 4.9b) tandis que les itérations supplémentaires n'améliorent pas cette valeur. D'autre part, comme dans le test précédent, les facteurs d'amortissement supérieurs à 1 occasionnent des écart-types plus importants et donc sont à rejeter.

Puisque les facteurs d'amortissement compris entre 0,01 et 1 conduisent l'inversion vers des valeurs d'écart type similaires, il n'est pas possible de déterminer un facteur optimal seulement sur la base de ce critère. Il est donc nécessaire de faire aussi une analyse sur les modèles de vitesses et sur les localisations retrouvés.

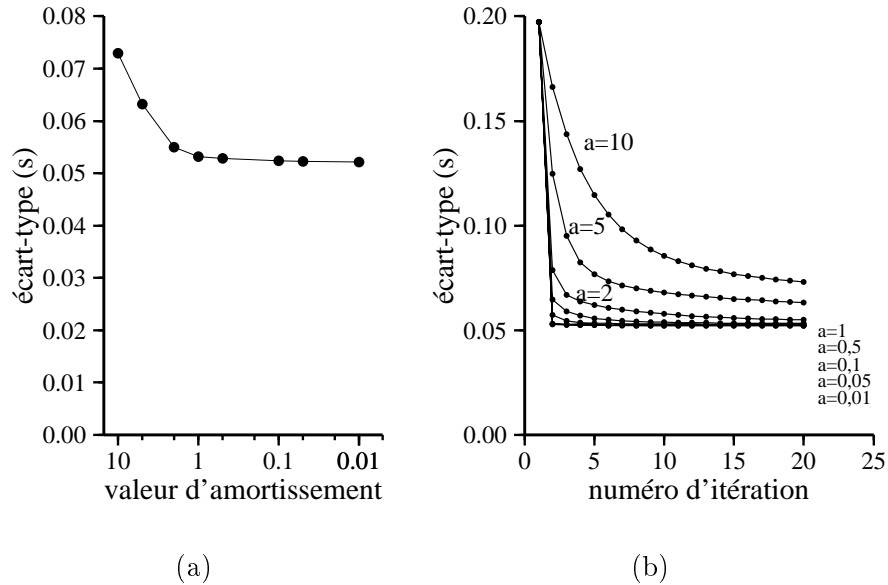


FIG. 4.9: a) Valeur de l'écart-type obtenue à la fin de chaque inversion. b) Variations de l'écart-type en fonction du nombre d'itérations. Chaque courbe représente une inversion avec une valeur d'amortissement différente.

Paramètres du modèle de vitesse

Les modèles de vitesse sont très différents entre eux (figure 4.10) et présentent des artéfacts à haute fréquence. Ces anomalies apparaissent en utilisant des valeurs d'amortissement égales à 0,1. Elles augmentent progressivement avec la diminution de l'amortissement (0,01). Ces artéfacts,

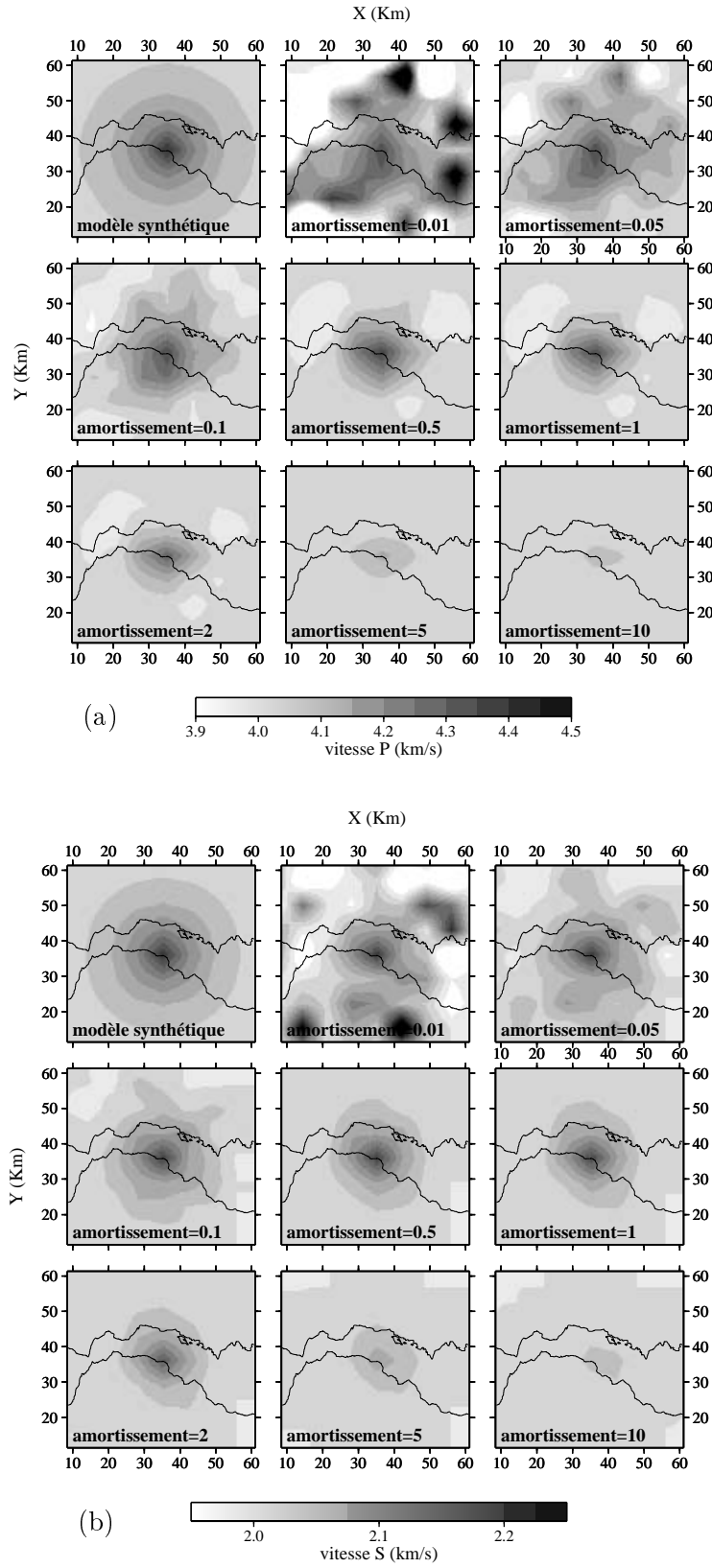


FIG. 4.10: Comparaison entre le modèle cible et les résultats des inversions avec différentes valeurs d'amortissement. Les conventions sont les mêmes que dans la figure 4.6. a) Modèles de vitesse P; b) modèles de vitesse S.

qui n'étaient pas présents dans le test précédent, sont dus au bruit introduit sur les données. Ils apparaissent donc sur les deux modèles P et S (figure 4.10). Au contraire, en utilisant une valeur d'amortissement de 0,5, les modèles obtenus sont semblables à ceux retrouvés dans le test précédent, montrant donc une certaine stabilité de l'inversion.

Paramètres de l'hypocentre

Sur la figure 4.11, qui montre l'écart maximal entre les localisations obtenues et celles cibles, on n'observe plus de distinction nette entre les différents résultats comme à la figure 4.7. Nous pouvons néanmoins noter que les localisations retrouvées à partir de petites valeurs d'amortissement (0,1-0,01) sont plus sensibles à la présence de bruit sur les données.

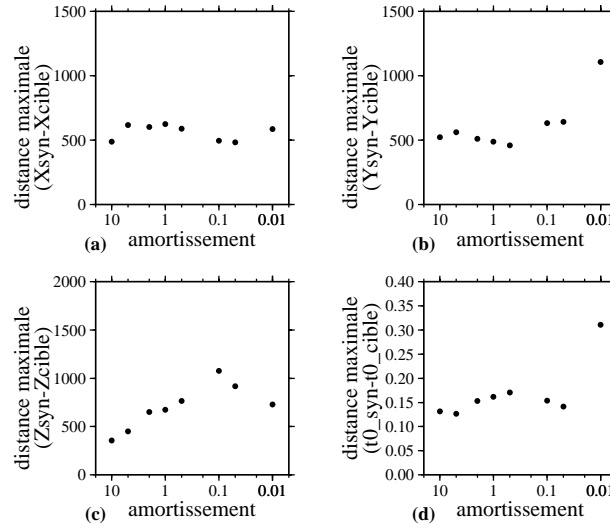


FIG. 4.11: Distance maximale (en valeur absolue) de l'écart entre les localisations cibles et les localisations obtenues par inversion des données synthétiques. Les valeurs sont représentées en fonction de l'amortissement appliqué. Distance maximale entre les composantes x (a), y (b) et z (c) de la position des séismes. d) Différence maximale entre les temps origine.

Conclusion

Le test synthétique avec les temps exacts (c'est-à-dire non entachés d'erreurs) nous définit une borne supérieure de 0,5 (section 4.2.1) pour la valeur d'amortissement. En ajoutant un bruit comparable à l'erreur présente sur les données réelles, la borne inférieure augmente. En pratique, en tenant compte de notre géométrie, du type de bruit ajouté et des modèles simples analysés, l'intervalle de valeurs optimales d'amortissement se réduit autour de 0,5, valeur qui permet d'atteindre le meilleur compromis entre stabilité de l'inversion et réduction de l'écart-type. Un choix prudent d'une valeur de 0,5 peut être donc privilégié, afin de limiter le plus possible les artéfacts haute fréquence dus aux incompatibilités des données. Nous allons utiliser cette valeur pour l'inversion tomographique, sachant cependant qu'elle n'est qu'indicative et peut être légèrement ajustée durant l'inversion des données réelles.

4.3 Réglage de la pondération entre paramètres de nature différente

Dans cette section, nous présentons un exemple de tests synthétiques à travers lequel nous cherchons à estimer les facteurs optimaux de préconditionnement de la matrice des dérivées partielles.

En particulier, de tels facteurs correspondent aux poids associés aux paramètres de vitesse P (coefficient cp), de vitesse S (cs), des localisations horizontales (cx , cy), de la localisation verticale (cz) et du temps origine ($ct0$).

Dans notre exemple, la recherche de ces coefficients est effectuée en deux étapes : d'abord la relation entre les deux groupes principaux de coefficients (vitesses et localisations des hypocentres) est analysée, puis la relation entre les paramètres de vitesse P et S est analysée en détail.

Les tests synthétiques ont été exécutés suivant la procédure décrite précédemment (section 4.1.1). Dans cette section, nous discuterons seulement du cas dans lequel la valeur d'amortissement est fixée à 0,5.

Modèle de vitesse synthétique

Les modèles synthétiques sont constitués d'une anomalie de forme gaussienne positionnée dans des modèles homogènes. L'amplitude des anomalies est de 300 m/s (vitesse P) et 200 m/s (vitesse S), tandis que les modèles homogènes ont des vitesses de 4000 m/s (vitesse P) et 2000 m/s (vitesse S). Les anomalies P et S ne sont pas positionnées dans la même zone du modèle : elles sont décalées l'une par rapport à l'autre de façon à obtenir des modèles synthétiques avec des rapports V_p/V_s variables (figure 4.12). Il est important d'incorporer dans les tests synthétiques des rapports V_p/V_s variables car, dans la nature, le changement des propriétés physiques des roches se manifestent aussi par des variations du rapport V_p/V_s .

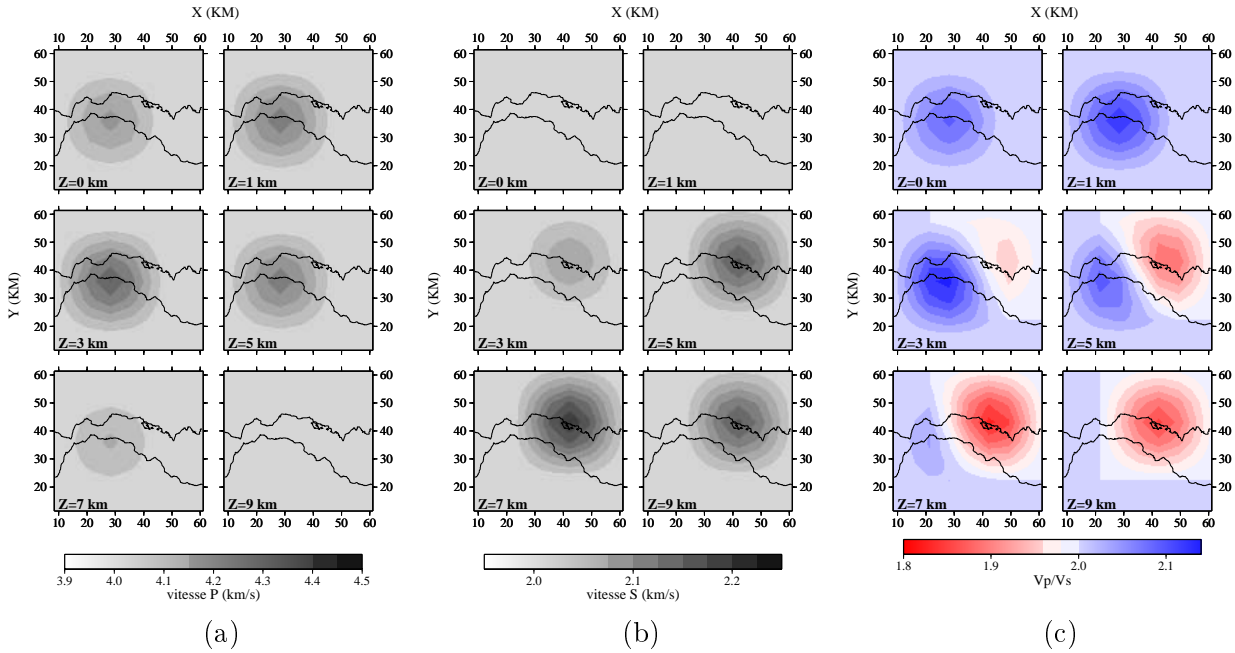


FIG. 4.12: Modèles synthétiques P (a) et S (b) avec une anomalie de vitesse de forme gaussienne. Rapport V_p/V_s (c).

Analyse des résultats

Dans la pratique, les coefficients de pondération ont pour but la gestion du rapport entre les différentes classes de paramètres pendant l'inversion, de façon à ce qu'aucun paramètre ne soit privilégié par rapport aux autres.

Donc, pour pouvoir analyser les résultats des prochains tests, nous définissons une quantité moyenne (que nous appellerons "écart moyen") qui nous permet de représenter graphiquement, et

de comparer l'évolution de chaque classe de paramètres pendant l'inversion.

À chaque itération j de l'inversion et pour chaque famille de paramètres, l'écart moyen ($val(j)$) est défini par :

$$val(j) = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{|x_{syn}(i) - x_{test}(i)|}{x_{syn}(i)}}{N} * 100$$

où x_{syn} est la valeur du i -ème paramètre à retrouver, x_{test} est la valeur du paramètre obtenu à la j -ème itération et N est le nombre de paramètres pour une famille donnée. Cet écart moyen peut être considéré comme une mesure de la distance normalisée entre les valeurs des paramètres obtenus par inversion et les valeurs synthétiques à une itération donnée. Ce calcul est donc effectué à chaque itération et pour chaque classe de paramètres. Les résultats peuvent ainsi être représentés sous la forme d'une courbe.

4.3.1 Rapport de pondération entre paramètres de vitesse et de localisation

Dans cet exemple, nous avons analysé le rapport entre les coefficients des paramètres de vitesse (cp et cs) que nous appellerons " c_{vit} ", et les coefficients des paramètres de l'hypocentre (cx , cy , cz , $ct0$) qui seront appelés " c_{loc} ".

Nous avons fait des inversions pour un grand nombre de rapports de coefficients $c_{vit} : c_{loc}$. Nous présentons seulement six exemples compris entre 5 :1 et 1 :20. Ces rapports correspondent à des coefficients de pondération variant entre 1 et 20. Les résultats des six inversions sont montrés dans la figure 4.13 où sont représentées les courbes des écarts moyens calculés pour chaque famille de paramètres (vp , vs , x , y , z , $t0$) à chaque itération.

Chaque couple de panneaux montre les résultats d'une inversion des données synthétiques pour un rapport de pondération ($c_{vit} : c_{loc}$) donné. Les graphiques du haut montrent l'ensemble des courbes pour les six classes de paramètres inversés, tandis que les graphiques du bas représentent un agrandissement de la figure pour mettre en évidence les courbes relatives aux paramètres de vitesse P et S.

Nous pouvons noter qu'un rapport de coefficients $c_{vit} : c_{loc}$ autour de 1 :5 (panneau d) permet de faire évoluer, au cours de l'inversion, tous les paramètres vers la meilleure solution (c'est-à-dire le plus près possible des paramètres cibles). En effet, l'écart moyen relatif à la vingtième itération est plus petit par rapport aux autres inversions. Ceci est vrai pour toutes les classes de paramètres sauf celle du temps origine qui, comme nous l'avons déjà remarqué dans les tests précédents, est le paramètre le plus difficile à contraindre. La meilleure valeur de l'écart moyen pour le temps origine est obtenue en effet pour un rapport $c_{vit} : c_{loc}$ de 1 :2,5. Cependant, ce rapport ne peut être pris en compte à cause du comportement anormal de la courbe associée à la vitesse P qui tend à croître dans les premières itérations (panneau c en bas).

Il est intéressant de noter qu'un mauvais choix de coefficients de pondération (panneaux a et b) peut avoir comme conséquence d'empêcher une convergence correcte du système vers la solution (courbes croissantes de l'écart moyen pour les paramètres Vp et Vs).

Enfin, il est important de souligner que d'autres tests effectués avec différents exemples de modèles de vitesse synthétiques nous conduisent toujours à 1,5 comme meilleure valeur pour le rapport $c_{vit} : c_{loc}$. Ceci montre que le rapport entre les paramètres d'inversion dépend beaucoup plus de la géométrie d'acquisition et des données que des modèles de vitesse.

4.3.2 Rapport de pondération entre les paramètres de vitesse P et S

Les bases de données utilisées pour les études de tomographie passive contiennent souvent un nombre différent de temps d'arrivée P et de temps S. Cet inconvénient, ajouté à la qualité différente des deux types de données, peut influencer sur l'inversion conjointe des vitesses P et S, en privilégiant

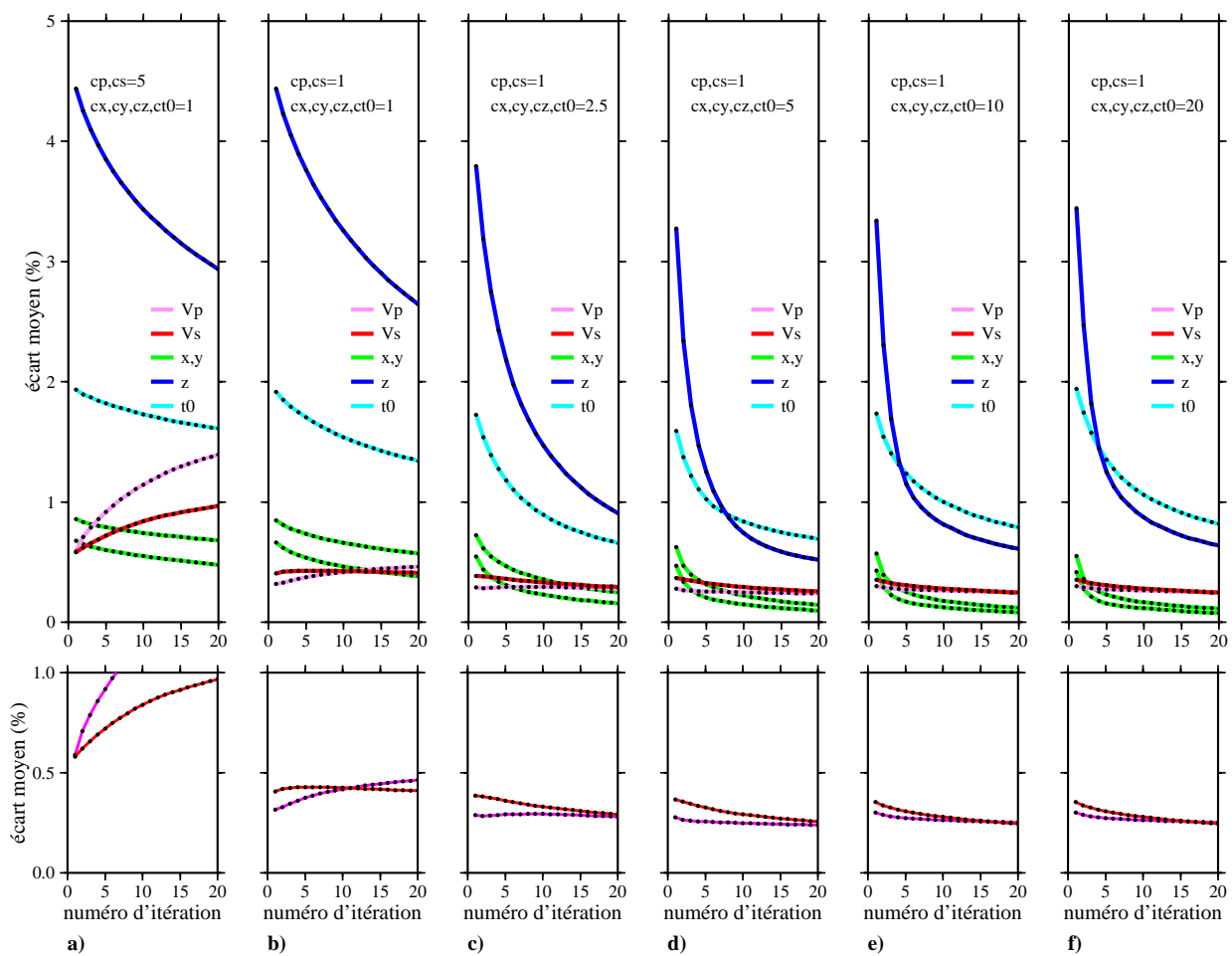


FIG. 4.13: Courbes des écarts moyens calculés pour les différents paramètres inversés en fonction des itérations (en haut). Agrandissement pour les courbes des paramètres de vitesse P et S (en bas). a) Rapport $c_{vit} : c_{loc}=5 : 1$. b) Rapport $c_{vit} : c_{loc}=1 : 1$. c) Rapport $c_{vit} : c_{loc}=1 : 2,5$. d) Rapport $c_{vit} : c_{loc}=1 : 5$. e) Rapport $c_{vit} : c_{loc}=1 : 10$. f) Rapport $c_{vit} : c_{loc}=1 : 20$.

un groupe de paramètres par rapport à un autre. La base de données que nous utilisons pour la tomographie de la région d'Aigion contient en effet un nombre de lectures P supérieur à celui des lectures S . Pour cette raison, une attention accrue a été donnée à la calibration des coefficients associés à ces deux classes de paramètres.

Pour le test synthétique, nous avons fixé les coefficients relatifs à la localisation ($cx = cy = cz = ct0 = 5$) et nous avons fait varier le rapport de pondération $cp : cs$ entre 3 : 1 et 1 : 5.

Les écarts moyens des paramètres P et S retrouvés sont reportés dans la figure 4.14. Dans le panneau 4.14c sont dessinées les courbes correspondant aux tests précédents (rapport $cp : cs = 1 : 1$).

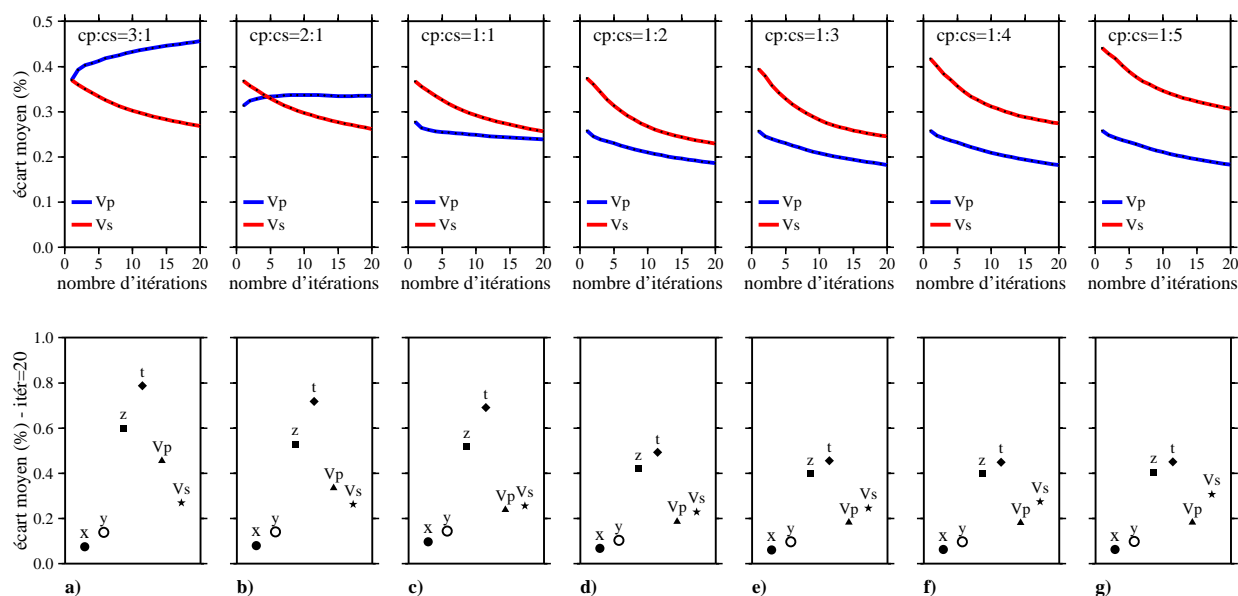


FIG. 4.14: Courbes de variation des écarts moyens calculés pour les paramètres de vitesse P et S en fonction du nombre d'itérations (en haut). Valeurs des écarts moyens finaux calculés pour les six classes de paramètres (en bas). Sur la figure est indiqué le type de paramètre associé à chaque symbole.

Nous pouvons noter que les rapports qui privilégient le paramètre de vitesse P ($cp : cs = 3 : 1$, $cp : cs = 2 : 1$), entraînent un éloignement du modèle P par rapport au modèle cible et une croissance de la courbe des écarts moyens (figures 4.14a et b). Ils correspondent aussi à une mauvaise détermination des paramètres de localisation, comme l'indiquent les valeurs assez élevées des écarts moyens (panneau du bas). Une décroissance des courbes de variation de ces écarts est obtenue seulement à partir du rapport $cp : cs = 1 : 1$. Pour un rapport 1 : 2, les courbes des écarts moyens atteignent des valeurs minimales à la 20ème itération. Dans ce cas, une meilleure détermination des localisations est aussi obtenue.

Ceci nous a conduit à considérer un rapport $cp : cs = 1 : 2$ comme étant le plus adapté à notre jeu de données.

Chapitre 5

Tomographie sismique de la région d'Aigion (Golfe de Corinthe - Grèce) à partir des données de 1991

A new seismic tomography of Aigion area (Gulf of Corinth - Greece) from the 1991 dataset¹

5.1 Summary

A new three-dimensional delay travel-time tomography is performed to image the intermediate structure of the western Gulf of Corinth. A large dataset, collected in 1991 during a two-month passive tomographic experiment, has been reanalyzed for the reconstruction of detailed V_p and V_s images. An improved tomography method, based on an accurate travel-time computation, is applied to invert simultaneously delayed P and S first-arrival travel-times for both velocity and hypocenter parameters. We perform different synthetic tests to analyze the sensitivity of tomography results to the model parameterization and to the starting 1D model selection. The analysis of the retrieved V_p and V_s models as well as deduced V_p/V_s and $V_p \cdot V_s$ images allows us to interpret and delineate the distribution of lithological variation, porosity/crack content and fluid saturation in the upper 9-11 km of the crust beneath the gulf. The tomographic models image a rather complex crustal structure which is characterized by a vertical change in both velocity features and seismicity distribution. We identify a shallower zone of the crust (0-5 km depth), in which velocity distributions seem to be controlled by the still active NS extensional regime, and a deeper zone (7-11 km depth), which matches the seismogenic zone. The correlation between this latter and a specific unit of the Hellenic mountain structure (the Pyllite-Quartzite series) allow us to suggest a possible explanation for seismicity concentration in a narrow band at 7-9 km depth. Finally, the occurrence of clusters showing low-angle normal fault mechanisms in areas characterized by high V_p/V_s values indicate a possible role of fluids in triggering brittle creep along the identified low-angle normal faults.

¹Article publié dans *Geophys. J. Int.*, 159, pp. 1013-1031 par D. Latorre, J. Virieux, T. Monfret, V. Monteiller, T. Vanorio, J.-L. Got et H. Lyon-Caen

5.2 Introduction

During the last 15 years, numerous multidisciplinary studies have been carried out to understand the tectonic evolution of the Gulf of Corinth as well as the mechanisms related to the seismicity in this area (e.g. Rigo et al., 1996; Bernard et al., 1997; Briole et al., 2000; Moretti et al., 2003). The high interest for this active continental rift arises from the high extension rate of 1-1.4 cm/y (Briole et al., 2000) coupled to an intense and continuous seismic activity showing peculiar characteristics (Rigo et al., 1996; Bernard et al., 1997; Hatzfeld et al., 2000; Lyon-Caen et al., 2004). So far, although many tectonic models have been proposed, the knowledge of the crustal structure is such that the relationship between seismic activity at depth and the major faults is still debated (Doutsos et Poulimenos, 1992; Ori, 1989; Hatzfeld et al., 2000; Sorel, 2000; Jolivet, 2001, among others). Therefore, a comprehensive knowledge of the crustal structure constitutes an essential step to understand the tectonic evolution of the Corinth Rift.

In 1991, a seismological experiment was carried out in the western Gulf of Corinth. Part of the recorded dataset was analyzed by Le Meur et al. (1997) who have performed the first tomographic study of this area. The main result of this study was the interpretation of P -velocity anomalies as important structural variations occurring at depth. However, although this earlier study represents the first attempt to show the crustal image of the western Gulf of Corinth, the model interpretation suffered from a limited resolution of tomographic results as well as from the lack of a reliable analysis of relations between P - and S -velocity variations.

Later on, the multidisciplinary study concerning the 1995 Aigion earthquake and its aftershocks (Bernard et al., 1997) has pointed out that either high pressured fluids or stress rotations coming from crustal heterogeneities might have played a role in triggering the Aigion earthquake as well as other moderate earthquakes in the northern part of the gulf. A new tomographic study may bring new constraints in these interpretations. Indeed, fluid content and porosity/crack distribution can be detected by interpreting spatial variations of parameters as Vp/Vs ratio and $Vp \cdot Vs$ product.

A review of present knowledge about relationships between Vp/Vs ratio and rock physical properties has been provided by Sanders et al. (1995). Also, Iverson et al. (1989) have suggested the use of $Vp \cdot Vs$ product as a tool in the detection of porosity variation in seismic interpretation. Successively, other authors have used these parameters in tomography studies (Lees et Wu, 2000; Monna et al., 2003). In particular, Lees et Wu (2000) have carefully discussed the capability of $Vp \cdot Vs$ analysis for interpreting spatial crack distribution at crustal scale. Similarly, Zhao et al. (1996) and Thurber et al. (1997) have underlined the relation between the Vp/Vs parameter and variations of rock physical properties in seismogenic areas.

An improved tomographic technique applied to the updated 1991 database has allowed us to obtain seismic images of the Corinth Rift structure with higher resolution power compared to the previous tomographic study (Le Meur et al., 1997). Also, the reconstructed Vp/Vs and $Vp \cdot Vs$ images have provided new insights on the crustal structures at depth through a relative estimate of the physical properties affecting rock seismic velocities.

In the framework of the continuous efforts aimed to understand the tectonic evolution of this area, this paper presents new reliable seismic tomographic images which bring further key elements for future geodynamic modelings.

5.3 Geological framework

The Gulf of Corinth is bounded by the continental Greece to the north and the northern Peloponnesus to the south (Fig. 5.1). The coast shape defines an approximately $N120^\circ$ -oriented structure 130 km long, which is wider and deeper on the eastern side near the Corinth town, while it is narrow and shallower on the western side near Psatophyrgos. Many authors consider the Gulf of Corinth as an asymmetric half-graben having major north-dipping normal faults located on its

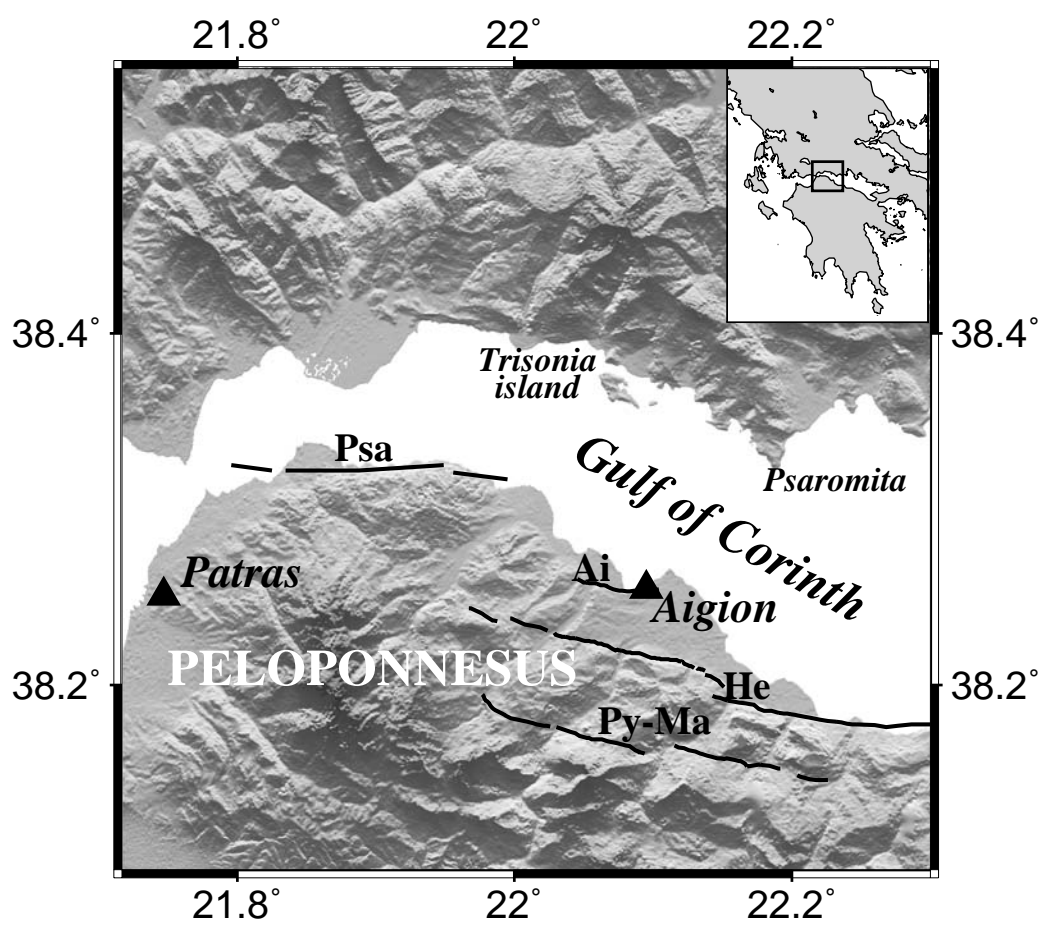


FIG. 5.1: Map of the western Gulf of Corinth. The location of the selected area is indicated on the right corner of the figure. The major north-dipping normal faults outcropping in the Peloponnese are represented by dark lines. Psa : Psathopyrgos fault. Ai : Aigion fault. He : Helike fault. Py-Ma : Pyrgaki-Mamoussia fault.

southern border and minor antithetic south-dipping faults on the northern border (e.g. Ori, 1989; Doutsos et Poulimenos, 1992; Armijo et al., 1996; Sorel, 2000). The major north-dipping faults are organized in a right-stepping *en echelon* system and show a strike which ranges between *W-E* and *WNW-ESE* with a dip of 55° - 70° northward (Armijo et al., 1996). The northern part of the gulf does not show evidence of synrift sediments (Ori, 1989; Doutsos et Poulimenos, 1992). On the contrary, very thick (~ 1 km) synrift deposits (Doutsos et Poulimenos, 1992; Flotté et Sorel, 2001) outcrop on the North Peloponnesus which is subject to a rapid uplift (e.g. Armijo et al., 1996).

Two different tectonic phases seem to be responsible for the extreme complexity of the lithospheric structure in the Corinth region.

The first one is represented by the Cenozoic *E-W* compressional phase which gave rise to the crustal thickening and the *NNW-SSE*-trending fabric of the Hellenic Orogenic belt (Aubouin et al., 1962; Jacobshagen et al., 1978a). The Hellenic mountains are essentially composed of a stack of Mesozoic tectonic units. In the western Gulf of Corinth, the Pindos series represents the shallowest unit. It mainly consists of deep water carbonates having a minimum thickness of 3,500 m (Aubouin et al., 1962; Pham et al., 2000) and outcropping both on the continental Greece and on Peloponnesus. This unit overthrusts the Gavrovo-Tripolitza unit, a 2-3 km thick series of carbonate platform sediments which crop out to the west on the both sides of the gulf (Doutsos et Poulimenos, 1992; Dornsiepen et al., 2001). Beneath the Tripolitza unit, many authors (Jacobshagen et al., 1978a; Dornsiepen et al., 2001) suggest the presence of the Phyllite-Quartzite series whose estimated thickness is about 1.5-2 km (Jacobshagen et al., 1978a; Doutsos et Poulimenos, 1992). The Phyllite-Quartzite series outcrops in a tectonic window located on the south of the studied area, whereas its extension towards the continental Greece is still being debated. This particular series differs from the upper ones because of both its tectono-metamorphic origin and lithology which shows to be characterized by an alternation of phyllites, schists, and quartzites (Dornsiepen et al., 2001).

The second tectonic phase is represented by the extension of the Aegean region which started in Miocene time (Le Pichon et al., 1995). This extensional phase was initially characterized by a predominant *NE-SW* direction in the the Corinth region (e.g. Mercier et al., 1987; Jolivet et Patriat, 1999). Many authors (Ori, 1989; Armijo et al., 1996) postulated that a "proto-Corinth Rift" has been forming during this phase when periodic *NW-SE*-trending crustal instabilities took place (Tiberi et al., 2001). During the Quaternary, the Aegean extension has been accelerated by the south-westward propagation of the North Anatolian Fault (NAF) which has reactivated the structure of the Corinth rift about 1 Myr ago (Armijo et al., 1996). Presently, the rift extension is accommodated in a narrow band off-shore presenting an extension rate which is greater in the western part (16 mm/yr $N185^{\circ}E$ at Aigion) compared to the eastern one (11 mm/yr $N185^{\circ}E$ at Xilocastro) (Avallone et al., 2004).

A peculiar characteristic of the western Gulf of Corinth is the background micro-seismic activity which appears very intense and concentrated in a narrow band at 6-10 km depth, and distributed along a trend dipping about 15° northwards (Rigo et al., 1996). Rigo et al. (1996) have postulated this micro-seismicity is related to either a low-angle active fault or to a low-angle detachment zone lying at 9-11 km depth. In this model, Rigo et al. (1996) suggest that micro-seismicity mainly occurs at the intersection between the major steeper normal faults that outcrop in the southern part of the gulf and the low-angle north-dipping detachment zone. The extension of major steep north-dipping faults down to 8-12 km depth was also hypothesized by Doutsos et Poulimenos (1992), following the model suggested by King et al. (1985) for the eastern Gulf of Corinth. On the contrary, Sorel (2000) proposes a model in which an active low-angle detachment fault (the Kelmos fault) represents the major extensional structure of the rift, whereas the other steeper normal faults outcropping on the Peloponnesus are only secondary listric structures which branch the master fault at a relative shallow depth. The presence of active low-angle normal faults beneath the gulf has been confirmed by both cluster analysis of micro-earthquakes (Rietbrock et al., 1996) and aftershock studies of large

events, such as those from the Galaxidi earthquake (Hatzfeld et al., 1996) and the Aigion earthquake (Bernard et al., 1997). However, in the rotating domino model proposed by Hatzfeld et al. (2000), the seismicity occurring at 8-12 km is not associated to a sub-horizontal active detachment, but to a rise of the brittle-ductile transition due to the rapid extension rate of the western Corinth rift.

In the view of the points made above, it is clear that this clash of opinions still calls into question the structural framework of the Gulf of Corinth. Here is the need of 3D velocity images and seismicity distribution, as presented in this paper.

5.4 Problem formulation

In order to obtain a three-dimensional seismic velocity image of the Aigion area, delayed P - and S -first-arrival times are simultaneously inverted for both earthquake locations and velocity distribution. The simultaneous inversion of these different classes of parameters has been extensively discussed by Thurber (1992) as a solution of the hypocenter-velocity structure coupling problem in local earthquake tomography. In order to solve the inverse problem related to the non-linear relation between travel-times on the one hand and velocity and hypocenter parameters on the other, we follow an iterative scheme by which a linearized delay travel-time inversion is performed (Aki et Lee, 1976; Spakman et Nolet, 1988; Hole, 1992; Benz et al., 1996; Le Meur et al., 1997, among others). At each iteration, wavefronts of first-arrival times are calculated in the whole medium by using the Podvin and Lecomte algorithm that is based on a finite difference solution of the eikonal equation (Podvin et Lecomte, 1991). Both P - and S -velocity models are parameterized by a three-dimensional, regularly spaced, rectangular grid, which constitutes the inversion grid.

The estimate of first-arrival travel-times by the Podvin and Lecomte algorithm requires a finer grid of cubic cells as the technique assumes constant slowness in each cell. These slowness are deduced by trilinear interpolation of the inversion grid. For each station, the solution of the eikonal equation provides a first estimation of travel-times at each node of the finer grid. By following the gradient of the estimated travel-times, we are able to trace the ray back from the event to the receiver. After this *a posteriori* raytracing, the finer grid is destroyed and is no longer used.

Once rays are computed for each event-receiver pair, more precise travel-times are re-calculated by performing a numerical integration of the slowness field along the rays. Simultaneously, for each node of the inversion grid, travel-time partial derivatives are computed for P - and S -slowness fields, hypocenter location, and origin time.

Tests have demonstrated that travel-times obtained with this procedure are less sensitive to the grid spacing used for the wavefront travel-time computation (a maximum error of 0.005 s for a grid spacing of 500 m). For example, given an homogeneous velocity model (4,000 m/s) and a cubic cell grid of 500 m, the comparison with analytical travel-times indicates that travel-times computed along the ray are affected by an error twice lower than those estimated by the eikonal solver (10^{-4} s and 5×10^{-3} s respectively). Also, giving a vertical gradient velocity model represented by cell sizes which range between 500 m and 20 m, numerical tests have shown that the error on travel-times increases if the eikonal solver is used, depending on the cell size and the velocity values. On the contrary, travel-times calculated along the ray are always lower than 5×10^{-3} s. This represents a significant improvement compared to strategies that directly use eikonal travel-times from large computation grids.

By following the same numerical procedure of Le Meur et al. (1997), parameters are inverted all together without using any parameter separation technique which has the drawback to fill up the inversion matrix (Pavlis et Booker, 1980; Spencer et Gubbins, 1980). In order to take into account differences between units of parameter categories, a column normalization/scaling of the partial derivative matrix is performed. Since data are differently sensitive to each class of parameters, we first remove influences of parameter units and then we weight each class by experimentally estimated factors. These latter are defined through synthetic tests having our earthquake-station

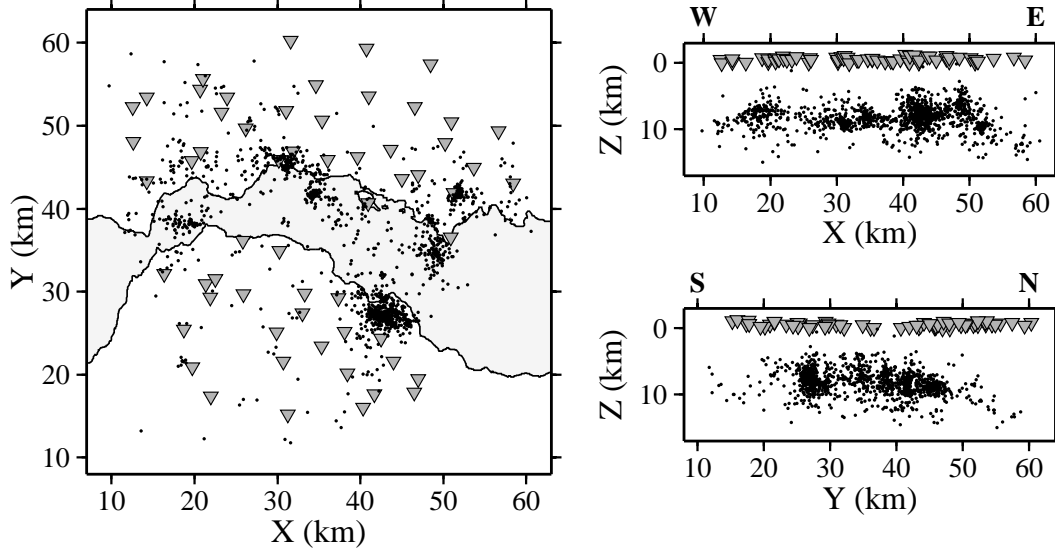


FIG. 5.2: The right panel shows the area where the temporary network of seismic stations (inverted triangles) has been deployed during the 1991 seismic experiment. Earthquake hypocenters (dark dots) have been located using the Hypo71 procedure. Right panels show the WE (top) and SN (bottom) cross sections of the investigated area. Earthquakes and stations are projected on these sections.

distribution because the weight factors are configuration dependent.

Finally, the scaled and weighted linear system is solved by using the iterative damped squares method *LSQR* of Paige et Saunders (1982). The iteration limit is set to 5,000 internal iterations of *LSQR*, while the number of inversion steps is set up to a maximum of 20 iterations. Indeed, ray-tracing is performed at each step within the new updated velocity structure making the procedure a linearized inversion scheme. The misfit function, defined as the sum of the squared time delays, is *a posteriori* analyzed and the convergence is usually reached after 10 or 15 iterations.

5.5 Data

The selected area for the tomographic inversion is localized in the western part of the Gulf of Corinth and extends over $56 \times 56 \text{ km}^2$ around the Aigion and the Patras town (Fig. 5.2).

Our initial dataset is composed of 17,722 *P*- and 12,906 *S*-first-arrival time readings, corresponding to 2,260 localized events with magnitude M_L lower than 3.0. This dataset was recorded in 1991 by a network of 23 one-component and 37 three-component stations deployed during a two-month seismic experiment in the Gulf of Corinth region. Depending on the station type, record sampling rate ranged between 0.016 *ms* to 0.008 *ms*. Also, time picking accuracy was estimated in a range of 0.005-0.06 *s* for *P*- and 0.01-0.1 *s* for *S*-first-arrival times (Rigo et al., 1996).

The collected 1991 dataset, only partly available for the first tomography of Le Meur et al. (1997), has been entirely re-processed before our tomographic study. A preliminary hypocenter location has been performed using the *HYP071* code (Lee et Lahr, 1975) and the multilayer 1D *P*-velocity model of Rigo et al. (1996) (Fig. 5.3). In this phase, we have not considered earthquakes having less than 4 *P*- and 4 *S*-first-arrival time readings. Upon selection, the resulting dataset was composed of about 1,500 events occurring within the $56 \times 56 \text{ km}^2$ area.

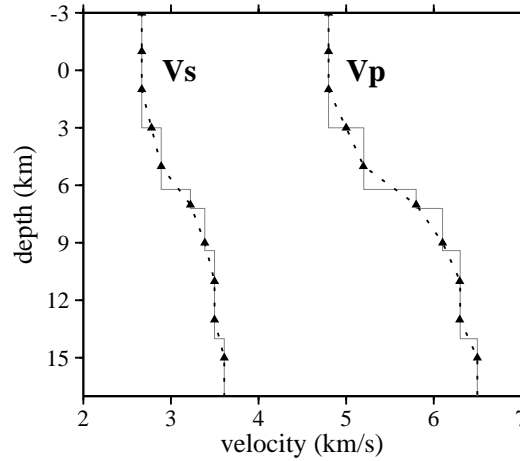


FIG. 5.3: Initial 1D P - and S -velocity models selected for tomographic inversion. Continuous lines represent the multilayer 1D velocity models of Rigo et al. (1996). The 1D S -velocity model has been obtained using the V_p/V_s ratio of 1.8 suggested by Rigo et al. (1996) for the studied area. Triangles and the dotted lines represent the initial 1D P - and S -velocity models that we have deduced for tomographic inversion. After the initial model analysis (see text), we have deduced that a V_p/V_s ratio of 1.77 is the more suitable initial value for our dataset.

Fig. 5.2 shows both station coverage and earthquake distribution after the preliminary location. Distances are represented in the X-Y coordinate system derived from the Universal Transverse Mercator (UTM) projection (zone 34). For graphic representation, UTM coordinates are shifted with respect to a local origin point, corresponding to longitude= $21.6^\circ E$ and latitude= $38^\circ N$.

The seismicity recorded during the two-month long seismic experiment globally shows the same characteristic distribution as the seismic activity observed in the last 10 years (Bernard et al., 1997; Hatzfeld et al., 2000; Lyon-Caen et al., 2004). Earthquakes spread down to 15 km depth and are particularly concentrated at 6-9 km depth. Seismicity occurs in clusters, the largest of which is localized south of the Aigion town.

Although micro-seismicity is very intense, very low seismicity is observed in the first four kilometers of the crust. This event distribution may influence our tomographic results and, hence, we expect to have both a better spatial resolution and a higher accuracy in the deeper part of retrieved tomographic models compared to the shallower part.

5.6 Inversion strategy

In order to obtain a well constrained velocity structure, we have performed several inversions by varying the model parameterization grid as well as the starting velocity model. This procedure allows us to separate well-recovered heterogeneities from artefacts or ghost images which might depend on the starting velocity model, the grid parameterization, and the limited sampling.

5.6.1 Model parameterization

Model parameterization of the velocity field should be able to delineate, as much as possible, shape and position of heterogeneities. A nodal representation, in which velocity field is reconstructed by a three-dimensional grid, does not assume a specific geometry of heterogeneities (Toomey et Foulger, 1989). Nevertheless, node positions control the tomographic inversion solution. Ray coverage, which mainly depends on station/earthquake distribution, limits the size of the inversion grid. Therefore, our choice of the optimal grid mesh has been determined as a function of the

acquisition/events geometry.

During the 1991 experiment, stations were densely distributed all around the gulf with an average spacing of 3-6 km (Fig. 5.2). Nevertheless, no stations were located inside the gulf, reducing thus our acquisition coverage between the southern and the northern coast, whose average distance is about 7-8 km. We have tested different grid spacing to find the best compromise between model parameterization, spatial resolution and a reliable representation of the velocity structure. These tests have demonstrated that a horizontal grid distance of 7 km and a vertical grid distance of 2 km are the smallest spacing achievable without introducing any *a priori* smoothing for our present dataset. Therefore, we have parameterized the 56x56x20 km³ inversion volume by an inversion grid step of 7x7x2 km³. The vertical grid spacing of 2 km is smaller than the one (6 km) used by Le Meur et al. (1997). Forthcoming resolution tests will illustrate that this vertical discretization is an optimal compromise between resolution and sensitivity.

5.6.2 Initial model selection

In a linearized tomographic inversion scheme, an inappropriate reference model choice may give rise to artifacts in inversion results (Kissling et al., 1994). Many seismo-tectonic studies of the western Gulf of Corinth have needed a reference 1D velocity model. The 1991 dataset was first analyzed by Rigo et al. (1996) to study both earthquake hypocenter locations and focal mechanisms. By following a trial and error approach, Rigo et al. (1996) defined an optimal multilayer 1D *P*-velocity model (Fig. 5.3). Afterwards, this model has been successfully used for the seismic tomography of Le Meur et al. (1997) and for the event location of different datasets (Hatzfeld et al., 1996; Bernard et al., 1997; Lyon-Caen et al., 2004). For our study, we have derived a smooth 1D *P*-velocity model from the Rigo et al. model (Fig. 5.3). The *S*-velocity model, initially deduced with the *Vp/Vs* ratio of 1.8 proposed by Rigo et al. (1996), has too small values for our observed times. Therefore, several *Vp/Vs* ratios have been investigated in a range between 1.7 and 1.9. Initial data misfit indicates that the *Vp/Vs* ratio of 1.77 is the most suitable initial value for our dataset and, therefore, it has been selected to obtain the initial *S*-velocity model.

Our first concern has been the robustness of tomographic results with respect to our choice of the initial velocity model. Therefore, we have performed several numerical tests for assessing that the 1D initial model deduced from Rigo et al. (1996) is enough accurate for leading to a reliable 3D final model. For such purpose, we have analyzed different input models. In these tests, we have considered two extremes values of *P* vertical velocity profiles (2 km/s and 7 km/s respectively) and an initial *Vp/Vs* value ranging between 1.7 and 1.9. Then, we have randomly extracted three hundred 1D *P*- and *S*-velocity models by requiring always a positive local vertical gradient (Fig. 5.4). All 1D models have given an initial rms value between 0.144 s and 2.45 s, showing an important sampling of the 1D input model space. Then, we have performed a 3D tomographic inversion by starting from the initial models randomly sought. This procedure has provided a best rms value of 0.093 s which is close to the rms of 0.089 s obtained by tomographic inversion of our initial 1D model.

By selecting thirty 3D best models (10% of the random models), we have estimated their differences with respect to their average velocity model. These differences represent the variability of inversion results with respect to the initial model selection. When the variability of inversion results is low, all input models converge toward similar solutions, giving some confidence in the sampling of the input model space. On the contrary, a high variability indicates a strong dependence of the final result with respect to the initial velocity model and we may be far away from the minimum zone of the misfit function. The best thirty inversion models show a variability that decreases from 4-7% in the shallowest part of the models (0-1 km depth) towards 2-3% in the deeper part of the models (7-9 km depth) where we observe a better ray coverage. The estimated variability of the selected 3D best models is very low considering the large investigation range of the randomly

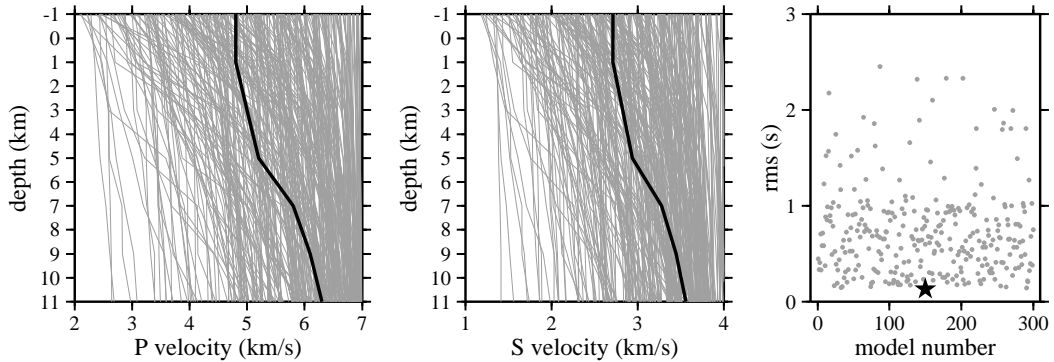


FIG. 5.4: Random sampling of the initial 1D medium space. *a)* By fixing a P -velocity range between 2 km/s and 7 km/s, 300 1D models (gray lines) are randomly extracted. *b)* 1D S -velocity models are deduced using V_p/V_s values randomly extracted in a range between 1.7 and 1.9. Dark lines represent the reference 1D velocity models deduced from the 1D multilayer model of Rigo et al. (1996) and using a V_p/V_s ratio of 1.77. *c)* Initial data misfits computed for the 300 1D initial models (gray dots) are shown. The rms values, ranging between 2.45 s and 0.144 s, indicate the large sampling of the initial 1D input model space. The dark star represents the initial rms values of our initial 1D model selected for the tomographic inversion. This model provides the lowest initial data misfit.

selected velocity models.

Therefore, we may deduce that we have adequately sampled the initial model space for detecting the main minimum zone of the misfit function. Since our selected 1D model falls into the initial sampling model space and provides both the lowest initial data misfit and lowest final data misfit after 3D tomographic inversion, we believe that our tomographic results are fairly independent of the initial model we have selected.

5.6.3 Data selection

Both P - and S -first-arrival time picks have been selected using criteria based on their quality and number. By considering the earthquake records shown in Fig. 5.2, we have selected first-arrival times weighted as a function of their reading quality. Then, after the preliminary earthquake location obtained with the *HYPO71* procedure, we have selected picks having travel-time residuals lower than 1.0 s. In order to improve the data quality, we have eliminated all S -arrival times read on one-component records. Although it significantly reduces the final number of S -data compared to the P -data, it improves the global quality of our dataset. From this selection, we only consider earthquakes with at least 8 P - and 4 S -arrival times readings. Moreover, only earthquakes having rms lower than 0.5 s after the first hypocenter location have been selected. Most of selected earthquakes (more than 90%) present azimuthal gap smaller than 180° . However, in order to improve the ray coverage at the edge of the network, we have carefully added to the dataset events having gap higher than 180° only when rms values were lower than 0.25 s. Therefore, the final dataset used for the tomographic inversion consisted of 12,086 P - and 4,935 S -first-arrival times, corresponding to 761 earthquakes. Compared to the previous tomographic study of Le Meur et al. (1997), we have followed a more severe selection over a significantly larger database. We observe a noticeable improvement of the number of P -time readings while the number of S -time readings is slightly fewer in our selection. We believe that this choice allows us to better constrain the S -velocity structure while keeping the global ray coverage dense enough for a reliable resolution estimation.

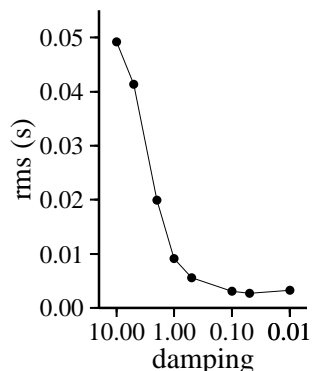


FIG. 5.5: Decrease of rms values for damping coefficient estimation on a synthetic data set. In the range of damping values between 0.01 and 10, low data misfits are reached for damping values lower than 1.

5.6.4 Inversion parameter tuning

Fitting of delay times requires a damping term to obtain physically plausible velocity variations and earthquake distributions. This term removes high-frequency variations which otherwise would not be constrained during the inversion procedure. When the damping term is large, the new model sets nearby the initial model : the inversion slowly moves towards the final solution by recovering first the low spatial frequency anomalies at the expense of less well fit delay times.

In order to find the optimal damping value for our dataset structure, we have performed synthetic tests using the real station-earthquake configuration and the same model parameterization chosen for the tomographic inversion. Synthetic P - and S -velocity models are designed by adding a central positive velocity anomaly within a homogeneous velocity model. Theoretical travel-times are computed in these models and are used as observed times. Homogeneous velocity models are considered as initial models and earthquakes are relocated to obtain an initial hypocenter location. For different damping values, in a range from 0.01 to 10, we have inverted simultaneously for both velocity and hypocenter parameters. Test results show that the final rms value is rather high for damping values greater than 1 (Fig. 5.5). On the contrary, for damping values smaller than 0.1, very low rms values are reached after only 3 iterations and earthquake locations are well retrieved, showing a maximum error of 160 m. P - and S -velocity anomalies are recovered, although images are blurred by artifacts especially on the edges of the model, as expected. Finally, damping values around 0.5 give the best compromise between well retrieved velocity models and earthquake locations and a rather low data misfit (Fig. 5.5). By using a damping value of 0.5 in our simple synthetic tests, earthquakes are located with a maximum error of 480 m, which is smaller than the grid spacing size used for travel-time computation. Therefore, we have chosen the damping value of 0.5 as the adapted weighting parameter for the tomographic inversion.

Similarly, in simultaneous inversions of both velocity models and hypocenter parameters, weights chosen for scaling operations between inversion parameters may have critical influence on the misfit function evolution. Moreover, during the inversion, an adequate weighting allows a similar evolution of very different parameters towards the final solution. Therefore, for our station-events configuration, we made synthetic tests to estimate the most suitable weight to allot to each parameters. By following the same procedure as previously described for the damping coefficient estimation, we perform tests by varying parameter weights. We have analyzed the relations between weights controlling P - and S -velocity models, spatial location and, origin time of seismic events by 1) fixing

sources location and inverting velocities, 2) fixing velocity models and inverting events parameters and, 3) simultaneously inverting both velocity models and earthquake parameters. From our tests, we have found that a weighting ratio of 1/1.5 between P - and S -parameters and a ratio of 1/5 between models and earthquake location parameters allows the best recovering of velocity amplitudes in our station-event configuration. Test results are generally in agreement with the estimated weighting values from Le Meur et al. (1997).

5.7 Resolution matrix estimation

In the framework of the linearized inversion, the resolution matrix estimation must lead to the generalized matrix inversion of the linear system which relates velocity and earthquake parameters to travel-time data (Menke, 1984). The solution of inversion problems by using the LSQR method (Paige et Saunders, 1982) does not provide directly the inverse matrix. Therefore, we follow a numerical strategy where spike tests are performed for each parameter of the final tomographic model. For each spike test, the recovering of perturbations for all parameters provides components of the resolution matrix with possible smearing effect on neighboring parameters for both velocities and hypocenter locations.

For each spike, we carefully added a velocity perturbation, small enough to prevent noticeable ray distribution variations and strong enough to go beyond numerical noise in travel-time estimation. Synthetic travel-times are computed in these spike models and, then, are used as input data for the inversion. We have found that good velocity perturbations are equal to 400m/s for P - and 200m/s for S -velocity parameters. We did not perform tests for earthquake locations because of the high number of involved inversions : the resolution matrix is not entirely recovered but the velocity analysis could be achieved in a reasonable amount of numerical tests because spikes have been distributed on internal nodes of our inversion grid, giving 7x7x9 P -spikes and 7x7x9 S -spikes which corresponds to 882 linearized inversions.

Estimated resolution matrix for P - and S -velocity parameters are shown in Figs 5.6 and 5.7.

While we wish a perfect recovering as the identity matrix, the selected depth $z=3$ km (panel a, Figs 5.6 and 5.7) shows an observable but negligible vertical smearing with a partially well recovered resolution amplitude between 0.5-0.7. On the contrary, no horizontal smearing is detected because of the conservative choice of the horizontal inversion grid spacing. For depths between $z=5$ km and $z=9$ km (panel b, Figs 5.6 and 5.7), the vertical smearing is completely negligible as well as the horizontal smearing with a good resolution recovering of 0.8-0.9 amplitude for both P - and S -velocity parameters. Finer grid spacing would have been possible in this zone if one could better constrain the upper part of the model using active seismic investigations. For depth $z=11$ km, results show that we can still extract information with a quite limited resolution in the central part of the model. Therefore, we verify that the horizontal grid spacing of 7 km is justified as well as the 2 km vertical spacing.

Another quantification is given by diagonal elements displayed in Figs 5.8a and 5.9a, while smearing in hypocenter parameters is described by histograms (Figs 5.8c and 5.9c). The overall result is a reliable resolution estimation in the center part of the model between $z=5$ km and $z=9$ km. When we perform spike test on P -velocity model, we recover S -velocity parameter perturbations at the same nodes where P -parameters are poorly constrained. A similar argumentation can be given for the S -velocity model. This trade-off between P - and S -velocities is shown in Figs 5.8b and 5.9b. Fig. 5.8b shows the smearing of the P -model onto the S -velocity values. This effect is less evident on the P -model when we perform spike tests for S -velocity parameters (Fig. 5.9b). Since we also invert for hypocenter parameters, spike perturbations can introduce noise in earthquake locations. However, histograms represented in Figs 5.8 and 5.9 show that this variation is negligible (lower than ± 10 m). It can be explained with our adequate weighting and scaling between parameters.

In our interpretation of inversion results, we have to take into account limits of the solution

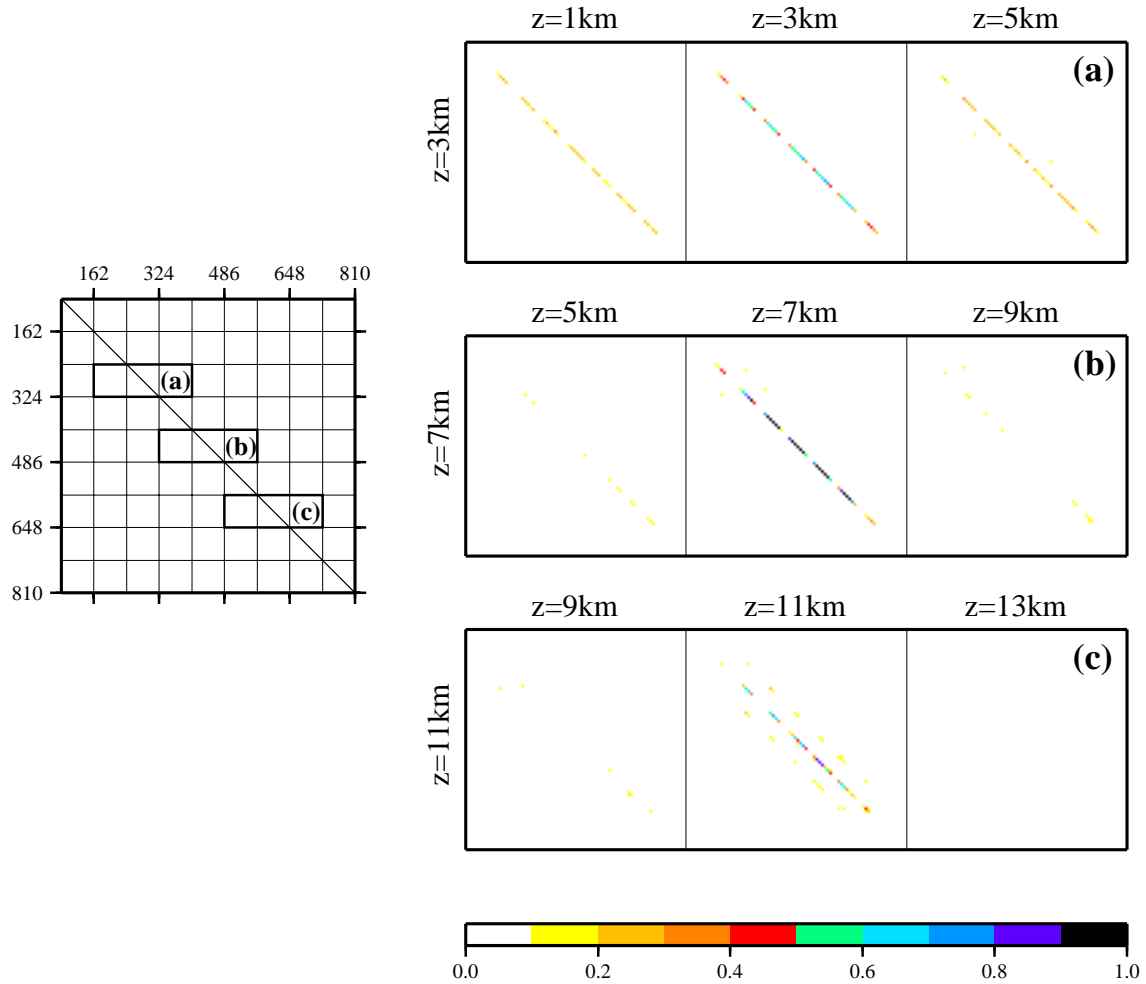


FIG. 5.6: Resolution matrix of the P-velocity model. Left panel represents the full matrix that we expect to recover. Rectangles a, b and, c outline the three enlargements displayed on the right of the figure. Panel a : resolution matrix for model parameters located at 3 km depth. The central part of the panel represents the recovered resolution amplitude for elements located at 3 km depth whereas the left and the right part of the figure represent the recovered neighboring parameters located at 1 km and 5 km depth, respectively. Resolution amplitudes are recovered with an observable vertical smearing while no horizontal smearing is detected. Panel b : resolution matrix for model parameters located at 7 km depth. Amplitudes are well recovered while both vertical and horizontal smearings are completely negligible. Panel c : resolution matrix for model parameters located at 11 km depth. Amplitudes are still recovered for parameters located in the center of the model but they show a lower resolution power than upper layers, and a rather evident horizontal smearing.

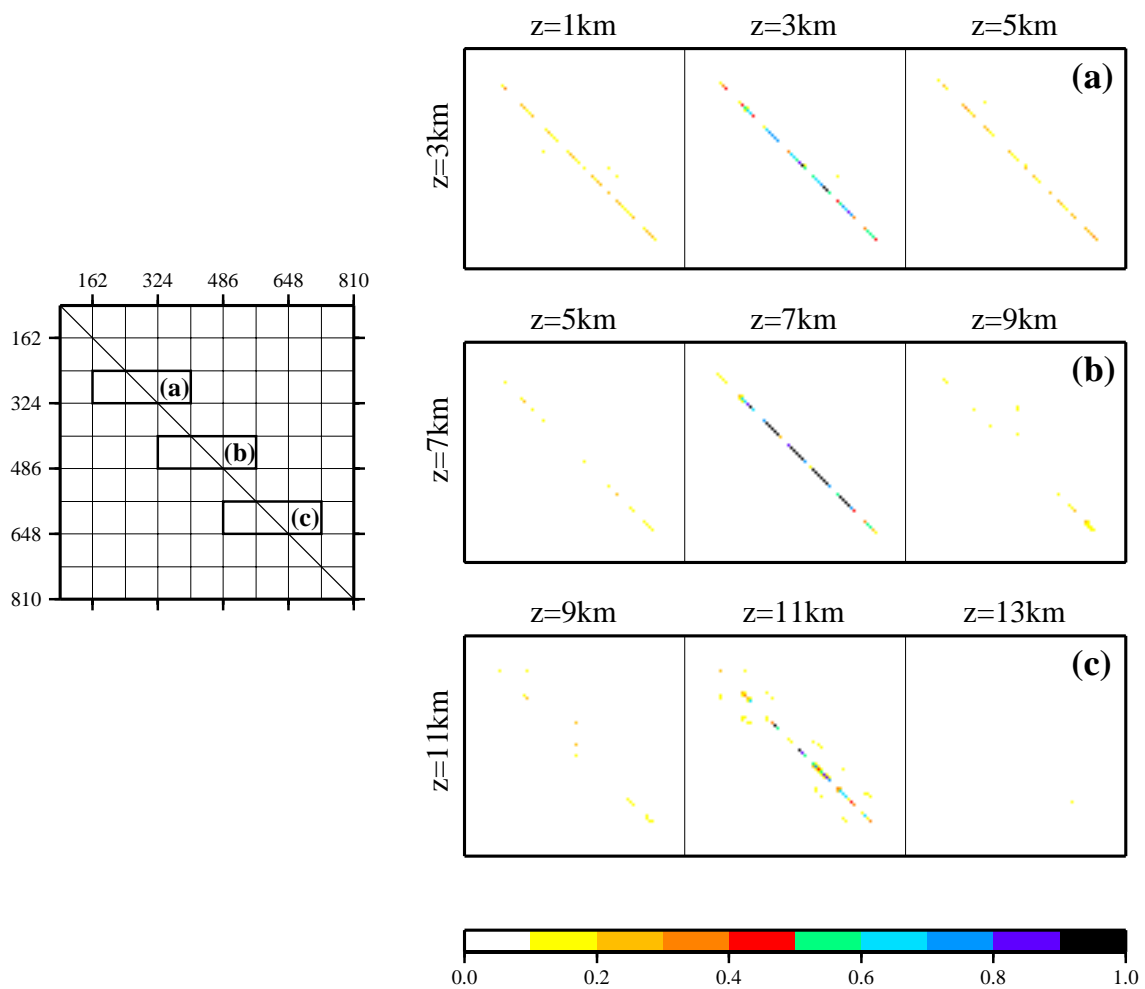


FIG. 5.7: Resolution matrix of the S-velocity model. Selected areas of the recovered resolution matrix are the same as in Fig. 5.6.

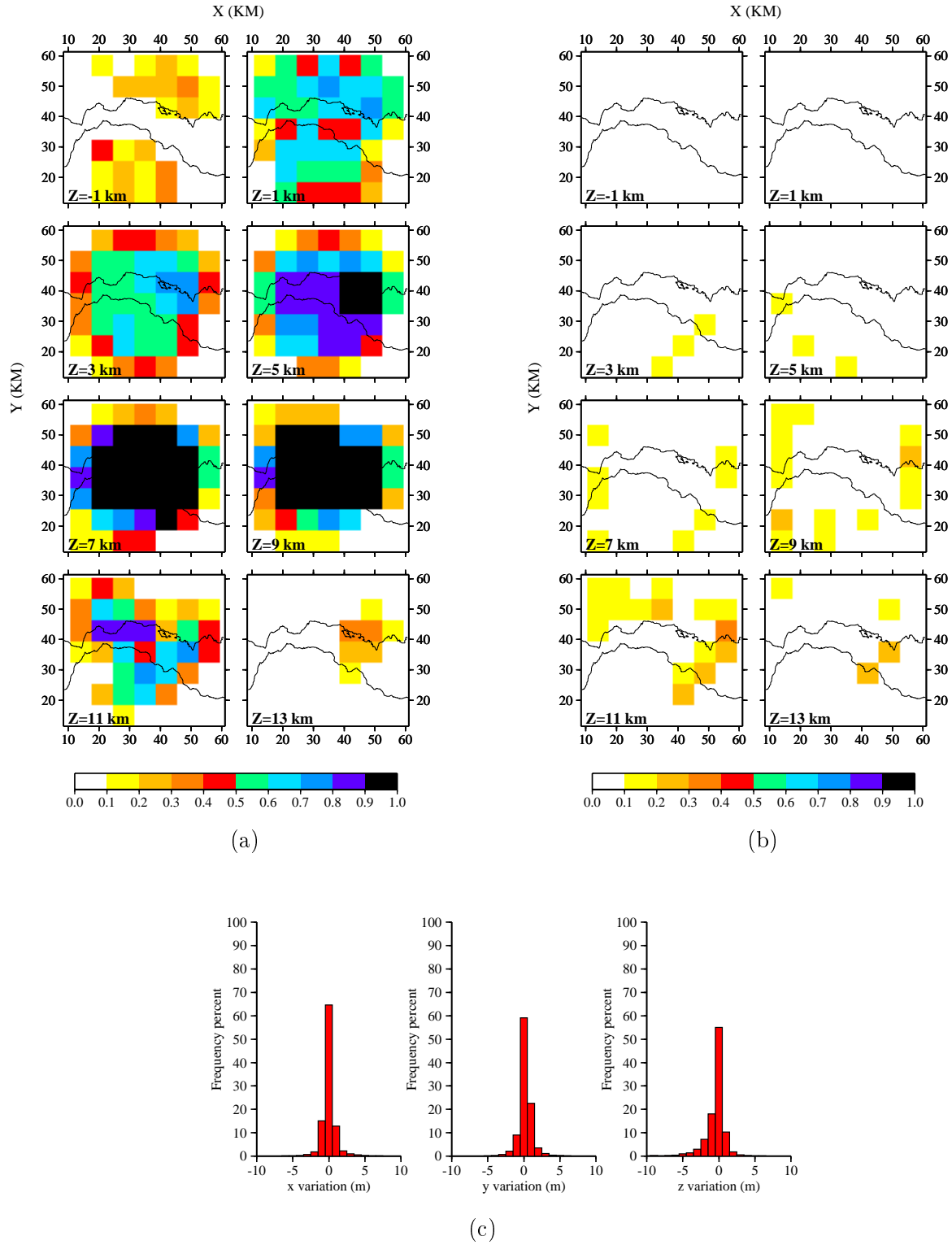


FIG. 5.8: Diagonal part of the resolution matrix for the P-velocity model (a). (b) Smearing effects over S-velocity parameters and (c) hypocenter locations.

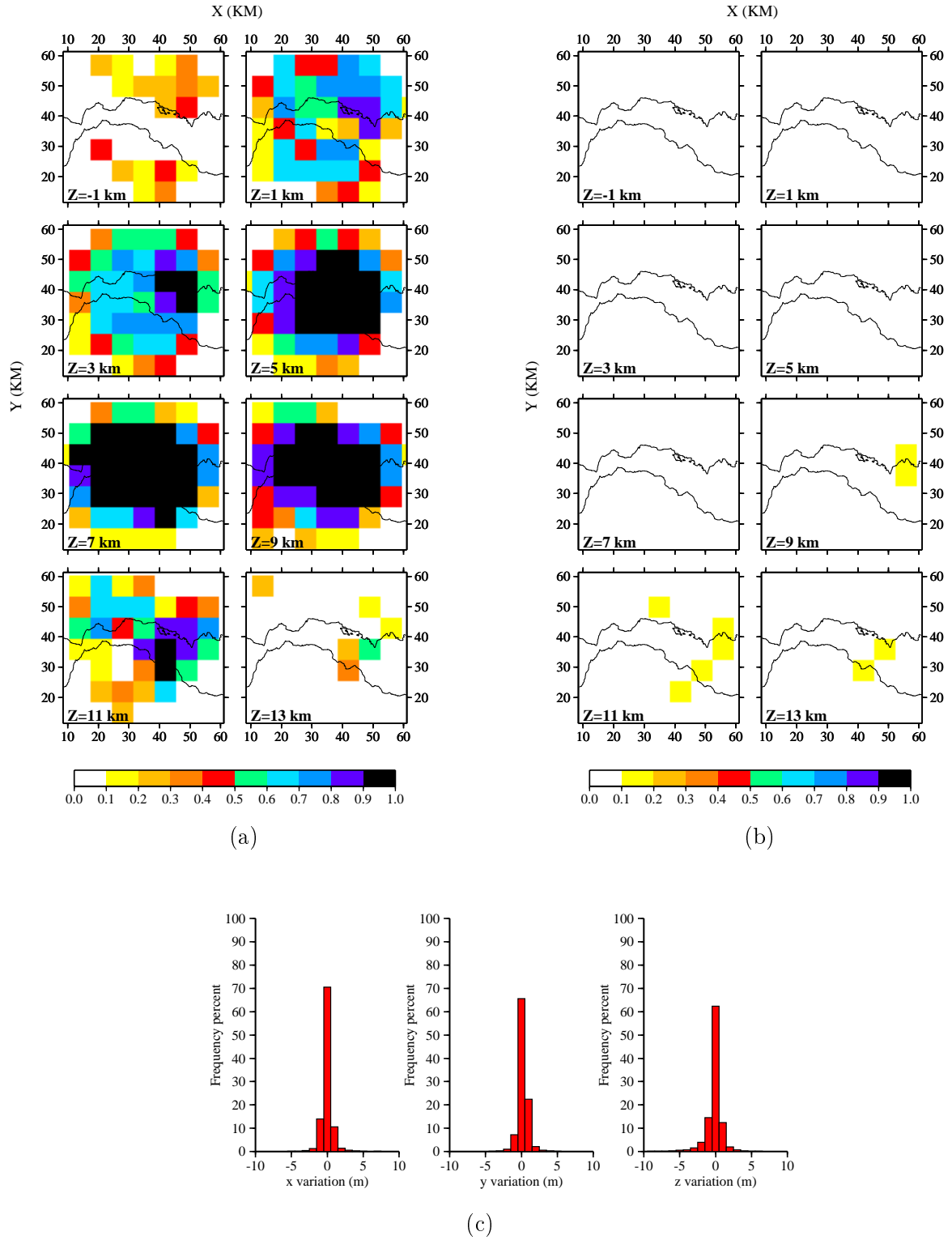


FIG. 5.9: Diagonal part of the resolution matrix for the S-velocity model (a). (b) Smearing effects over P-velocity parameters and (c) hypocenter locations.

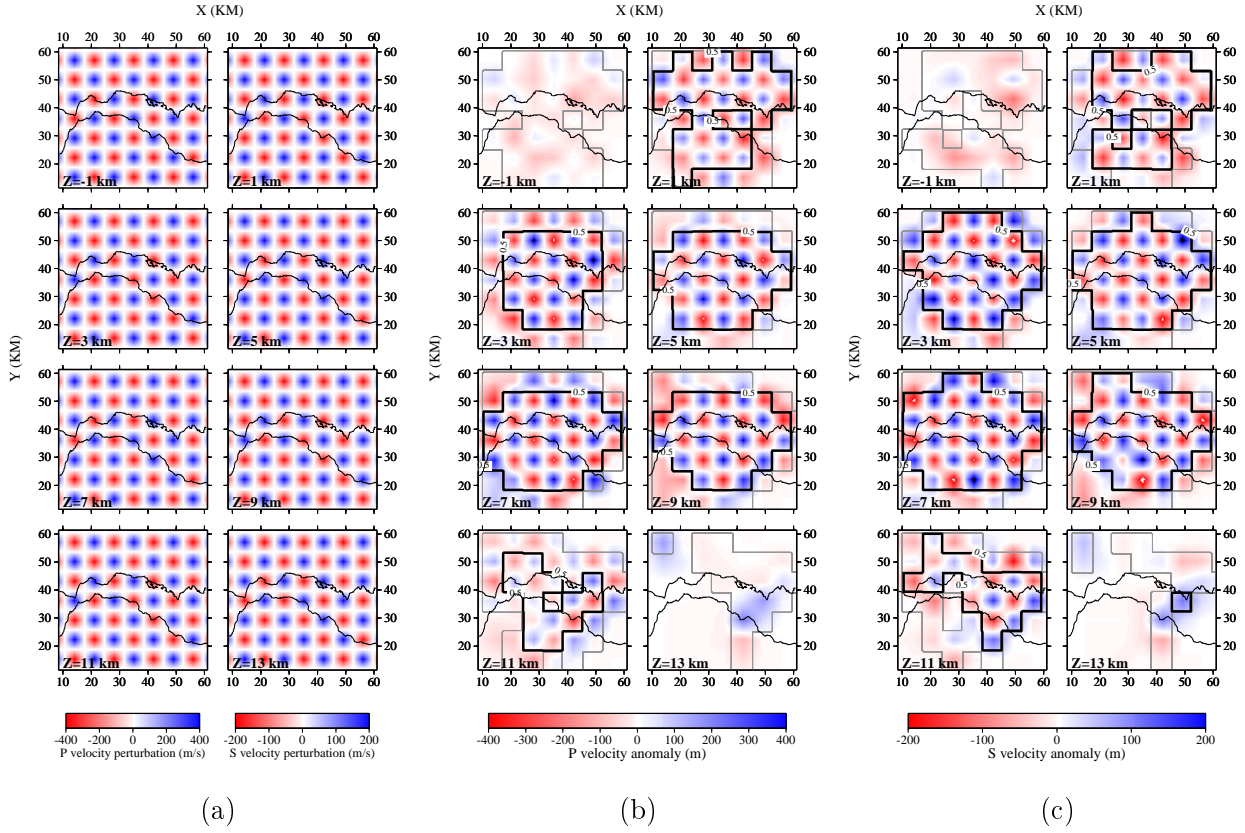


FIG. 5.10: Checkerboard tests for both P - and S -velocity models. Synthetic P - and S -velocity patterns (a) are added to the 3D final tomographic models, respectively. The P - and S -recovered patterns are displayed in panels (b) and (c). Gray contours represent areas crossed by rays. Dark contours outline areas in which the diagonal elements of the estimated resolution matrix have amplitude greater than 0.5.

quality. We shall analyze only well recovered parts of velocity models as given by the resolution estimation. Therefore, well-resolved areas of final tomographic results will be outlined using results of the resolution matrix estimation and considering normalized values higher than 0.5.

Checkerboard tests are generally used to describe the degree of smearing of velocity patterns. Moreover, they are often used to estimate the minimum anomaly size that models are able to image correctly. Both smearing degree and minimum resolved anomaly size have been tested for our velocity models. Although checkerboard tests are not necessary because of our resolution analysis, we would like to present one example where a synthetic pattern of $7 \times 7 \times 4$ km anomaly should be recovered (Fig. 5.10). This illustrated that cautious analysis of checkerboard tests might lead to interesting conclusions. In our checkerboard tests, we add a small anomaly pattern to grid node values of our final velocity models in order to keep the same ray coverage. In Fig. 5.10 we only display the recovered anomaly pattern in our results. Dark contours outline areas in which the diagonal elements of the resolution matrix have values greater than 0.5. Resolved anomalies are located between 1 km and 11 km depth for both P - and S -velocity models. The anomaly pattern is not recovered at the surface (first layer) and at 13 km depth. However, strong lateral smearing is detected at 11 km depth where ray distribution is no able to reconstruct small features. Therefore, we have obtained similar conclusions as the resolution matrix analysis.

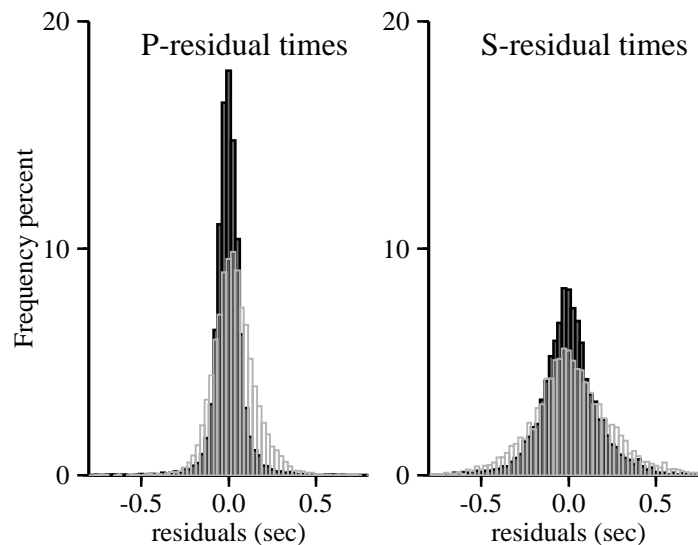


FIG. 5.11: Travel-time residual histograms of P - and S -first-arrival times. Residuals before inversion (gray bins) are plotted over those obtained after inversion (black bins).

5.8 Three-dimensional P - and S -velocity models and earthquake location

By inverting the selected dataset, final three-dimensional P - and S -velocity structures and earthquake locations are obtained after fifteen iterations. From a starting value of 0.132 s, the *rms* decreases down to 0.089 s. This *rms* reduction (about 32%) represents a noticeable improvement compared to the previous tomographic study of Le Meur et al. (1997). For both the P - and S -retrieved velocity models, initial and final travel-time residual distributions are displayed in Fig. 5.11.

Map views of final P - and S -velocity models are shown in Fig. 5.12. Each layer of the figure corresponds to the velocity structure at a selected depth. Only earthquakes located in a range of 1 km around each layer are plotted. The station coverage is presented on the first map view ($z=0$ km) and main fault positions are indicated on the second layer. Visual correlations are possible over layers for large scale patterns into limits of our spatial resolution. Ray coverage and diagonal part of the resolution matrix help us to present well recovered tomographic models. Cells not crossed by any ray have been masked and a contour, corresponding to the 0.5 value of the diagonal part of the resolution matrix, is placed on top of each map view. The following description of velocity models does concern only areas inside this contour.

Reconstructed three-dimensional P - and S -velocity images reveal both strong horizontal and vertical variations. Between 2 km and 5 km depths, both high P (4.8-5.3 km/s) and high S (2.8-3 km/s) elongated velocity structures are located in the northern edge of the gulf, globally following a *WNW-ESE* direction. While moving from the north to the south, velocity models beneath the gulf show a large scale low velocity zone, which follows the graben axis orientation. On land, beneath the northern Peloponnesus, the low velocity zone extends around the Aigion area, up to the Helike and Pyrgaki-Mamoussia faults, where it reaches minimum P - and S -velocities values of 4.4-4.6 km/s and 2.6-2.8 km/s, respectively. This zone is delimited both westward and southward, by similar high velocities observed at the northern edge of the gulf. Both P - and S -

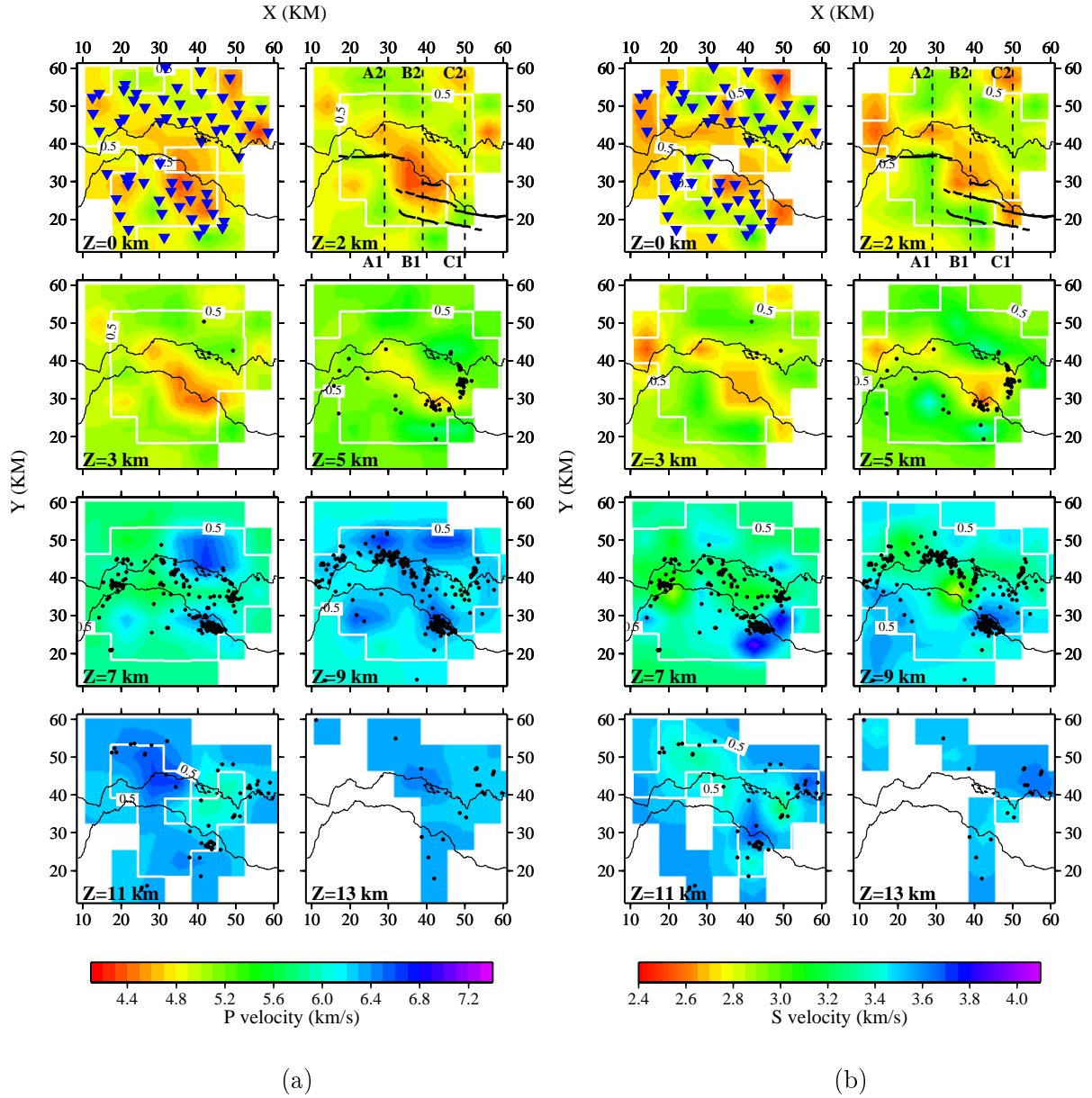


FIG. 5.12: Final tomographic models of *P*-velocities (a) and of *S*-velocities (b). Map views show velocity layers between 0 and 13 km depth. Stations are plotted on the first horizontal section. Major normal faults are represented on the second layer (dark lines). Earthquakes located in a range of 1 km around each layer depth are displayed (dark dots). Part of the models not crossed by rays have been masked. Well resolved areas are outlined with a white contour (see text for more explanations).

velocities slowly increase between 2 km and 5 km , showing similar large scale patterns. Seismicity first appears at 4-5 km depth and seems to be especially distributed in the eastern part, between the Aigion town and the Psaromita peninsula.

Velocity pattern globally changes between 5 km and 7 km depths, where a sharp increase of both P - and S -velocities occurs (from ~ 5.0 km/s to ~ 6.2 km/s for P - and from ~ 3 km/s to ~ 3.5 km/s for S -average velocity values). In the deeper part (from 7 km to 9 km depths) velocity heterogeneities are characterized by a change in shape and position with respect to the shallower structures. A zone of high P -velocity (6.2-6.5 km/s) is located to the north of the Trisonia island at 7 km depth and extends down to 9 km depth at least. Seismicity is mainly located between 7 km to 9 km depths. In particular, the northern part of the seismic activity seems to be concentrated at the top of this high P -velocity zone.

On the contrary, S -velocity field does not show a large increase at 7 km depth, north of Trisonia or beneath the gulf, while a high velocity structure appears in the south, beneath the Aigion area. Deeper layers (11-13 km) are also displayed, although seismic activity is weaker in this zone. In the north-eastern part of the model, we still note some differences between P - and S -velocity features (high P and low S values), but caution must be taken for these layers because of their poor resolution.

Three SN sections of P - and S -velocity models are shown in Figs 5.13a and 5.13b. Their locations are indicated by dotted lines in Fig. 5.12. NS sections offer a different point of view which help to highlight the main velocity structures previously described as well as some particular trend of seismicity. For each section, earthquakes located in a 3.5 km wide area around profiles are plotted.

The first section (A1-A2) goes through the Psatophyrgos fault and the western margin of the Helike fault. The low velocity zone is located below the gulf while northern and southern edges are characterized by both high P - and S -velocities. Seismicity is located below 5 km depth and is mainly concentrated in a cluster that lies in the northern part over high P -velocity zone. In contrast, we have no evidence of S -velocity increase in this zone.

The second section (B1-B2) displays the central part of the region, at the west of the Aigion town. The low velocity zone extends beneath both the gulf and the northern Peloponnesus. This zone is thinner between the Helike and the Pyrgaki-Mamoussia faults (~ 2 km) while it is thicker beneath the Aigion fault (~ 4 km). A deeper high velocity structure is located below the Helike-Aigion area, close to the Aigion cluster. As for the A1-A2 section, northern seismicity is located near a high P -velocity structure which does not correspond to any high S -velocity feature. Although northern seismicity does not clearly lie over a plane, we can note a general low-angle north dipping trend of the earthquake distribution.

Trend of the northern seismicity changes in the third section (C1-C2) where event distribution seems to dip with different angles. Moreover, earthquake distribution follows a zone of relatively lower P - and S -velocities.

5.8.1 Comparison with the previous tomographic study of Le Meur et al. (1997)

In a previous tomographic study, Le Meur et al. (1997) proposed a velocity model of the Aigion-Patras area. Differences existing between Le Meur et al. reconstruction and our own images can be mainly related to differences in the dataset and in the grid parameterization. Because of both limited available datasets and grid smooth interpolation using b-splines, Le Meur et al. (1997) have selected a vertical grid mesh of 6 km . We have shown that indeed our dataset can reach a much better vertical resolution of around 2 km .

In spite of the mentioned different resolution, large-scale features of our P -wave model are similar to the Le Meur et al. model such as, for example, the shallower structures or the high P -velocity body at 9 km depth. On the contrary, other structures, such as the P -anomalous zone

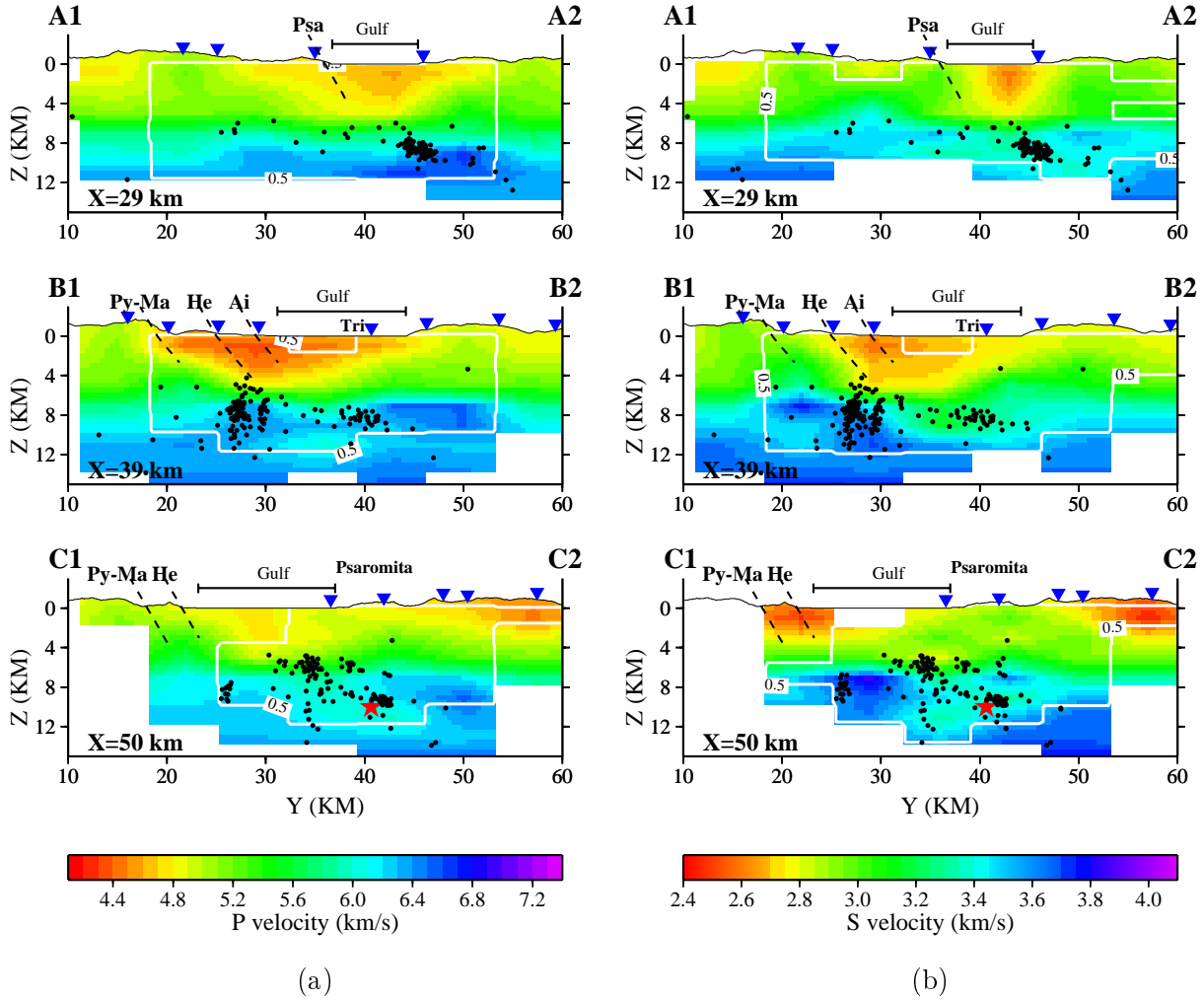


FIG. 5.13: SN cross-sections of the retrieved *P*-velocity model (a) and *S*-velocity model (b). See Fig. 5.12 for section location. The major normal faults displayed in the sections are : the Psathopyrgos fault (*Psa*), the Helike fault (*He*), the Pygaki-Mamoussia fault (*Py-Ma*) and the Aigion fault (*Ai*). As in the previous figures, velocity models have been masked on the base of the ray coverage and well resolved areas have been outlined with a white contour.

north of Trisonia island, have different shape and vertical position. Because of our denser grid parameterization, we can better locate this anomalous zone at 7 km depth. On the other hand, we have found a noticeable differences for the deepest part of the S -velocity models. This difference is likely to be associated to our more severe data selection. However, resolution tests indicate that our S -velocity model is well resolved down to 9 km depth and confirms the stability of our results.

More difficult is to compare results relative to earthquake hypocenter locations because of the different data selection. Several earthquakes used by Le Meur et al. (1997) have not be considered in our tomography owing either to their location on the edge of the network or the low number of P - and S -time readings. On the contrary, several earthquakes have been included in our updated dataset, which was not entirely available for the first tomographic study.

Further interpretations by comparing simultaneously variations of P - and S -velocity structures have not been performed by Le Meur et al. (1997). Taking into account our higher resolution, we shall proceed in this direction by the analysis of quantities as Vp/Vs and $Vp \cdot Vs$.

5.9 Deduced Vp/Vs and $Vp \cdot Vs$ images

In seismogenic areas, Vp/Vs anomalies have been often associated with fluid saturation as well as with over-pressured fluid causing earthquakes (Zhao et al., 1996; Thurber et al., 1997; Husen et Kissling, 2001; Kayal et al., 2002). Since in the active Corinth region a possible relation between seismicity and fluids has been postulated (Rietbrock et al., 1996; Bernard et al., 1997), we have analyzed the spatial distribution of Vp/Vs ratio and of $Vp \cdot Vs$ product to help in discriminating among possible interpretations.

Seismic velocities depend on several rock physical properties which include lithology, porosity, crack geometry other than fluid content, temperature, and pressure conditions (O'Connell et Budiansky, 1974, 1977; Ito et al., 1979; Tatham, 1982). Lithology and porosity both affect P - and S -wave velocities (e.g. Castagna et al., 1985). On the contrary, rock fluid saturation affects only the P -wave velocity (*i.e.* slight S -wave velocity changes occur only due to a density effect) (e.g. O'Connell et Budiansky, 1977). It turns out that $Vp \cdot Vs$ distribution emphasizes variations due to either lithology or porosity/crack content and so, it minimizes variations related to fluid saturation. On the contrary, the Vp/Vs ratio is more controlled by rock fluid saturation in rocks.

In the present work, we deduce both Vp/Vs and $Vp \cdot Vs$ images from Vp and Vs tomography results. In order to assess the good quality of these images, an *a posteriori* test has been carried out by inverting delayed travel-times using Vp/Vs ratio and $Vp \cdot Vs$ product as original parameters. We have found that P - and S -fields, deduced from the inverted Vp/Vs and $Vp \cdot Vs$ parameters, are very similar to P - and S -velocity models coming from inversion of delayed travel-times. It illustrates that indeed for both the P - and S -velocity model spaces on the one hand, and for both the Vp/Vs and $Vp \cdot Vs$ model spaces on the other, our inversion results are always located in a minimum zone. Therefore, the non-linear relation between these four parameters does not destabilize our inversion procedure.

Map views and NS vertical cross-sections are shown in Figs 5.14 and 5.15 for both Vp/Vs and $Vp \cdot Vs$ distributions, respectively. We used the same representation of P - and S -velocity models and hence, zones not crossed by rays have been masked while well resolved areas for both P - and S -velocity fields have been outlined. Both $Vp \cdot Vs$ and Vp/Vs images highlight significant changes between the shallow- (down to 5 km depth) and the deep- structures (7-9 km depth). At shallow depth, the $Vp \cdot Vs$ images better delineate the $WNW-ESE$ elongated structures which were only slightly evident in the Vp and Vs maps. These structures are represented by alternant low and high velocity zones, with the lowest one occurring beneath the gulf. Low $Vp \cdot Vs$ values are also detected in the Aigion area. On the contrary, the Vp/Vs images do not show relevant anomalies whose values generally range between 1.6 and 1.7. Beyond 5 km depth, two high $Vp \cdot Vs$ zones are located in the eastern part of the area and they spread out as depth increases (9 km depth). A

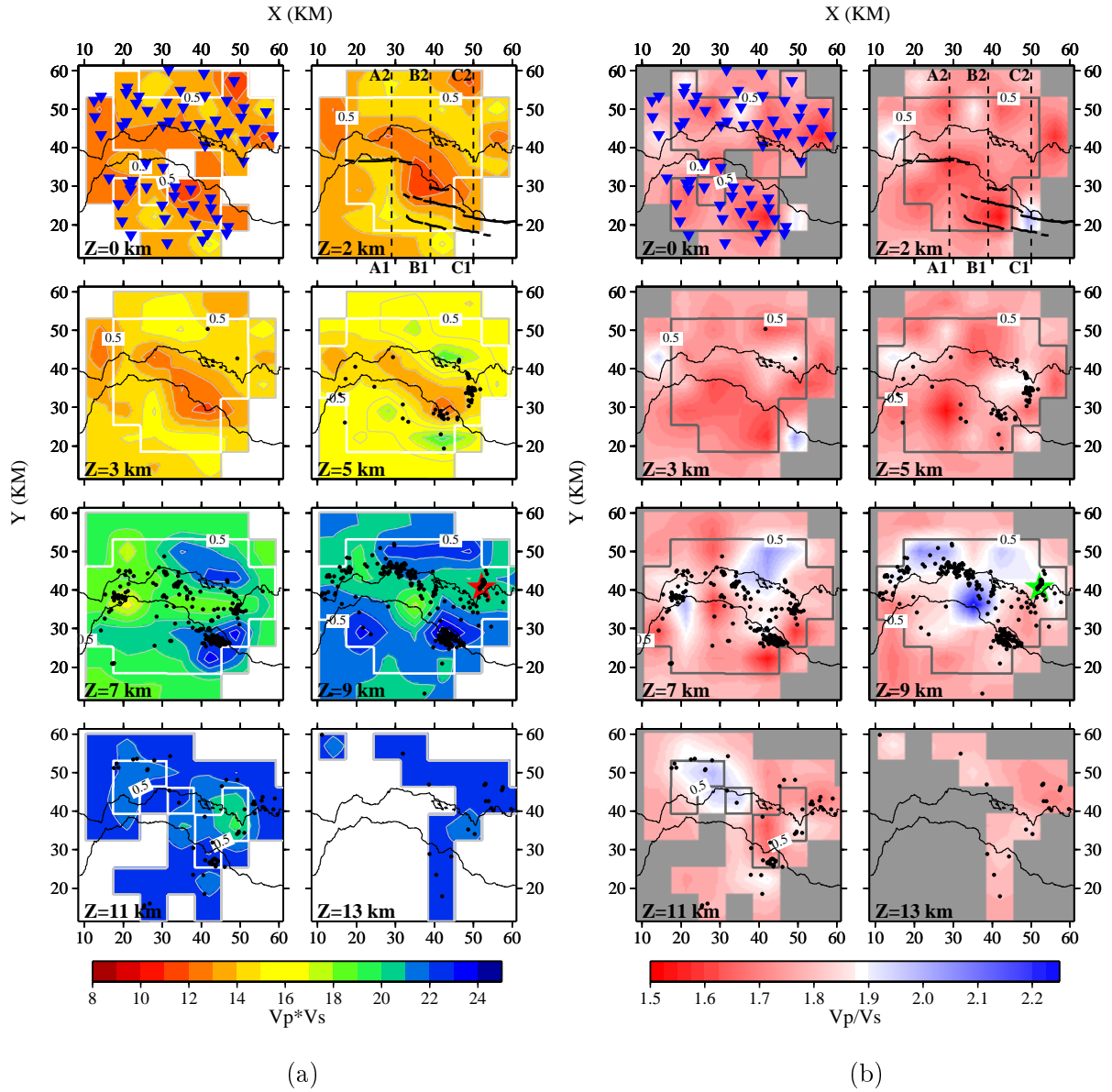


FIG. 5.14: Map views of deduced $V_p \cdot V_s$ product (a) and V_p/V_s ratio (b). Conventions are similar to Fig. 5.12.

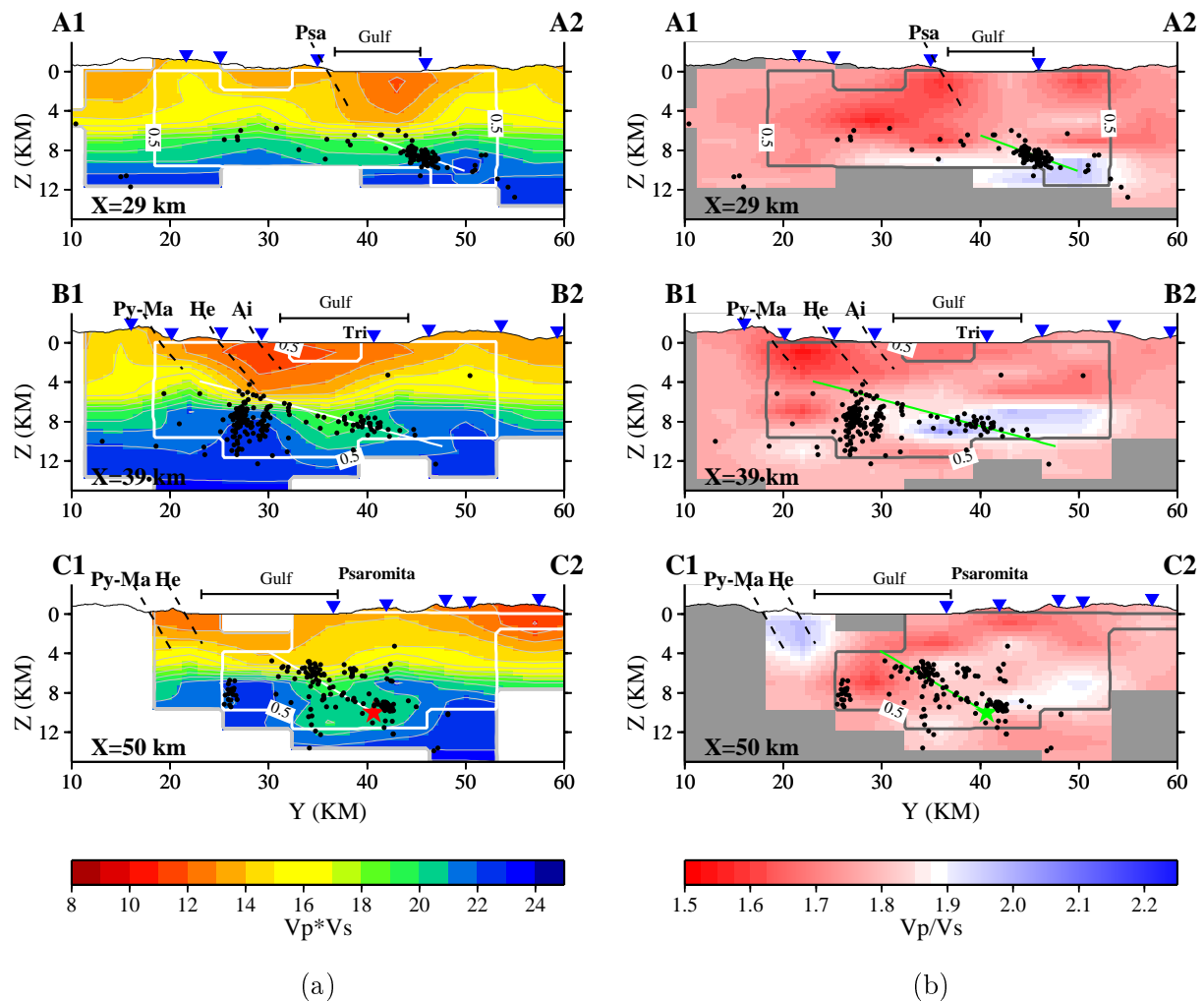


FIG. 5.15: SN cross-sections of $V_p \cdot V_s$ product (a) and V_p/V_s ratio (b). See Fig. 5.14 for section locations. In the Figure (a), isolines of $V_p \cdot V_s$ product enhance the increase of both P- and S-velocities occurring between 5 km and 7 km depth. Northern seismicity is concentrated beneath this velocity transition, following a low-angle north dipping distribution. (b) Main clusters that are located beneath the northern edge of the Gulf occur in a large high V_p/V_s zone.

large high Vp/Vs zone (≥ 1.9) is located at 7 km depth on the north of Trisonia island. As depth increases (9 km depth) the Vp/Vs anomaly extends towards the west and the south, beneath the gulf.

As shown in Figs 5.14 and 5.15 the background seismicity is mostly distributed within a lower $Vp \cdot Vs$ area at 7-9 km depth. This seismicity also matches the high Vp/Vs anomalous zone as reported in A1-A2 and B1-B2 sections. Moreover, a variation of seismicity trends is observed going from west to east. The vertical cross-sections of Fig. 5.15 also report the main directions of fault plane dips as inferred by focal mechanism studies (Rigo et al., 1996; Rietbrock et al., 1996; Bernard et al., 1997). It is worth noting that earthquake distribution follows the average dip of $15^\circ N$ (Rigo et al., 1996) and of $20^\circ N$ Rietbrock et al. (1996) (A1-A2 and B1-B2 sections, respectively). On the contrary, the earthquake location shown in the C1-C2 section seems to follow a different trend which results more in agreement to the fault plane dipping $33^\circ N$ associated with the 1995 Aigion earthquake (green star) (Bernard et al., 1997).

5.10 Discussion

Main velocity features and earthquake locations allow us to distinguish a shallower and a deeper zone in the upper 10-11 km of the crust. The identification of two zones at depth is mainly suggested by (1) the important velocity increase occurring at large scale between 5-7 km depths, (2) the noticeable change of large scale velocity patterns, (3) the anomalous zone of Vp/Vs at 7-9 km depth, and (4) the different seismicity pattern.

5.10.1 The shallower zone

In the shallower crust, the still active extensive regime seems to affect both trends and positions of main velocity features. The alternation of higher and lower $WNW-ESE$ elongated velocity patterns, with the lowest one corresponding to the gulf location, provide a rather clear image of the graben structure. On the southern edge of the gulf, the distribution of low velocity patterns is likely to be related to the major faults. Although our resolution is not enough to detect sharp variations, N -to- S horizontal velocity variations (Fig. 5.15a) may suggest that both the Helike (section B1-B2) and the Psatophyrgos faults (section A1-A2) steeply extend down to at least 4-5 km depth. Also, the Helike fault seems to reach the seismicity located at depth beneath the Helike-Aigion area (section B1-B2, Fig. 5.15a). Although the number of micro-earthquakes is too small to define a continuous north-dipping alignment, seismicity between 4 km and 5 km shows a spread towards the seismicity located to the north, following an average dip of $\sim 20^\circ$ (section B1-B2, Fig. 5.15a). This result is in good agreement with the model which postulates a continuation of the major north-dipping normal faults down to the seismogenic zone (e.g. Rigo et al., 1996).

The spatial distribution of seismic velocities also points out relevant E -to- W velocity variations in the North Peloponnesus. The limit between the lower velocity anomaly of the Aigion area and the higher velocity zone located to the south of the Psatophyrgos fault (Fig. 5.14a) follows the offset between the eastern margin of the Psatophyrgos fault and the western Helike fault. In this area (*i.e.* the Aigion area), geological field observations (Doutsos et Poulimenos, 1992; Flotté et Sorel, 2001) indicate the presence of thick synrift deposits (~ 1 km thick alluvial conglomerates) which overlie the Mesozoic carbonates. Also, a magnetotelluric study has provided evidence of a highly fractured crust in the first 3 km (Pham et al., 2000). Both synrift deposits and highly fractured carbonates might be responsible for the low P - and S -velocities, and hence for the low $Vp \cdot Vs$ values reported in this study. Although we cannot seismically resolve the limit between the upper thin synrift sediments and the lower fractured pre-rift rocks, we suggest that the observed low velocity anomaly represents at least the seismic evidence of both structures. Thus, the extension of this low velocity zone down to 3 km depth would be consistent with findings reported by the

interpretation of magnetotelluric data (Pham et al., 2000). In this picture, the presence of open fractures in the Aigion area would be expected, suggesting that the present fault activity in this area is very intense and permanent in time. Since we have no evidence of similar signatures in the western Peloponnesus, we speculate that the present fault activity is less intense in the Patras area.

The shallower crust is also characterized by a very low seismicity rate with respect to the deeper crust. In according to the results coming from a long term monitoring of seismicity (Lyon-Caen et al., 2004), we also note that the micro-seismic activity is almost missing in the first 4 km. Only four events are located between 3 km and 4 km depth, two of them close to the Psatophyrgos and the Aigion faults. Therefore, any mechanical extensive modeling of the Corinth Gulf has also take into account this peculiar feature shown by the micro-seismicity distribution.

5.10.2 The seismogenic zone

The sharp increase of seismic velocities at 5-7 km depth occurs at a regional scale (Fig. 5.15a). This change is particularly emphasized in vertical $Vp \cdot Vs$ profiles associated, for example, to the Psaromita or the Aigion areas (Figs 5.16a-b). In this latter, the velocity variation seems to be also controlled by the high velocity body located at ~ 7 km depth (Fig. 5.14a). The sharp velocity increase is visible in other areas, as shown in the Figs 5.16c-e, even though with less enhanced amplitudes. Both lithology and porosity/crack content may induce $Vp \cdot Vs$ variations. Geological studies estimate the total structural thickness of both the Pindo and the Gavrovo-Tripolitza tectonic units being about 4-6 km (Aubouin et al., 1962; Doutsos et Poulimenos, 1992; Xypolias et Koukouvelas, 2001). Beneath these units, the presence of the Phyllite-Quartzite series occurs as it appears in the Chelmos tectonic window (Xypolias et Koukouvelas, 2001). Therefore, we argue that the regional velocity change at 5-7 km depth probably corresponds to the tectonic contact between the Gavrovo-Tripolitza and the Phyllite-Quartzite series, and hence to the lithological variation between this two different tectonic units. On the base of the geological findings, we postulate that the sharp velocity increase occurring at 5-7 km depth might be associated to lithological variations instead of a large-scale crack accrument. Since the structure responsible for the aforementioned velocity transition may likely have a complex geometry, we do not exclude that its depth could locally vary. Also, the hypothesis of the position of this tectonic contact at 5-7 km depth seems to be corroborated by the retrieved seismic velocities which result, in average, in according to the Vp , Vs and, Vp/Vs estimations of phyllite rocks coming from seismic refraction studies and laboratory measurements (Christensen et Mooney, 1995; Christensen, 1996).

The lithological change deriving from the upper stiff Mesozoic carbonates to the deeper Phyllite-Quartzite series also implies a different mechanical behavior. Under stress, phyllosilicate-rich rocks exhibit a well developed fabric which has strong preferred orientations. Therefore, these rocks may represent weaker crustal zones which, due to their low friction coefficient, can be responsible for longterm low strength of faults (Wintsch et al., 1995). The observed high rate of micro-seismicity does not involve the entire brittle crust but is mostly concentrated at 7-9 km depth. Consequently, this narrow zone does constitute a preferred environment for a continuous earthquake triggering. The specific characteristics of the Phyllite-Quartzite series, as well as its position at depth, may provide a reliable explanation for the seismicity concentration at 7-9 km depth which, as remarked by Hatzfeld et al. (2000), is a peculiar characteristic of the western Gulf of Corinth.

The seismogenic zone presents a rather complex structure (Figs 5.14a and 5.14b). It is interesting to note that the background seismicity at 7-9 km depth is all concentrated in a relative low $Vp \cdot Vs$ zone. This zone is surrounded by two high velocity bodies which appear at 7 km depth beneath the Aigion and the Trisonia areas and, then, extend down to 9 km depth. Although we observe that these deep velocity structures have different seismic signatures from the upper Phyllite-Quartzite series, nevertheless we are not able to propose, at this stage, a reliable interpretation because of the poor information coming from geological studies at these depths. A

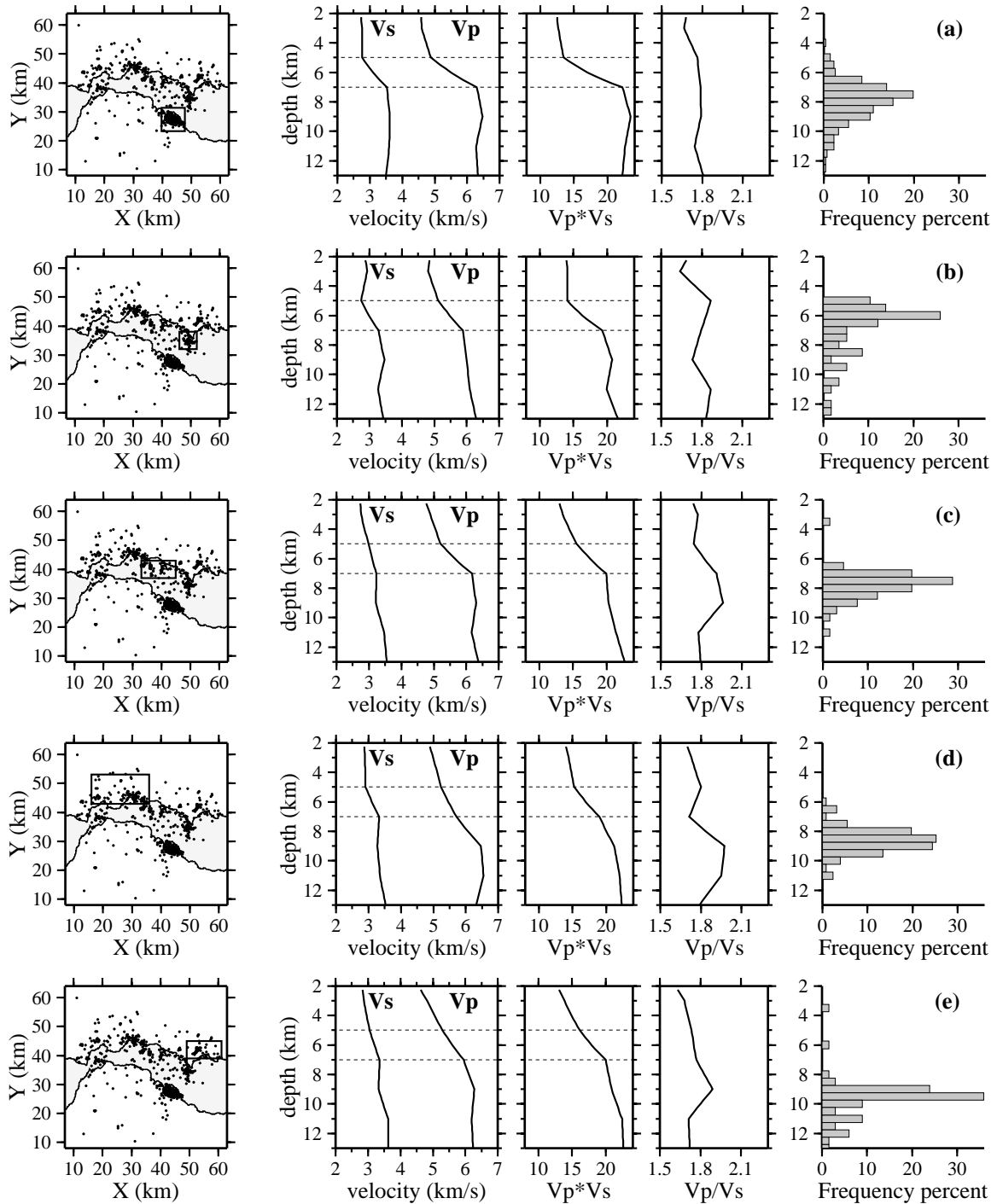


FIG. 5.16: Five representative selected areas (dark box in the maps) are analyzed in detail. For points located in the center of each area, vertical V_p , V_s , V_p/V_s , and $V_p \cdot V_s$ profiles have been extracted from final 3D velocity models. Horizontal dashed lines highlight the sharp increase which affects both the P- and the S-velocity model. For these areas, vertical histogram representations of earthquake distribution are also provided. (a) Aigion area, (b) South Psaromita area, (c) north-central area of the gulf, (d) north-western area, and (e) north-eastern area. The latter corresponds to the same region in which the 1995 earthquake hypocenter have been located (Bernard et al., 1997).

possible correlation between these bodies and the Plattenkalk unit might be considered because of the relative structural position of this unit with respect to the Phyllite-Quartzite series as proposed by several authors (Jacobshagen et al., 1978a; Doutsos et Poulimenos, 1992; Dornsiepen et al., 2001). However, the occurrence at depth of the Plattenkalk unit beneath the Gulf of Corinth is not supported by any geophysical knowledges and hence, this hypothesis should be further verified.

The seismicity located beneath the Aigion area shows different characteristics with respect to the background seismicity of the gulf (section B1-B2, Fig. 5.15a). The histogram of Fig. 5.16a shows that earthquakes distribute over a larger depth range (5-11 *km* depth) than seismicity occurring to the north (Fig. 5.16c-e). Rigo et al. (1996) report that the Aigion cluster is probably associated to a seismic crisis that occurred in July 1991 after the $M_L = 4.5$ event. A recent study dealing with the seismic crisis of 2001 (Lyon-Caen et al., 2004) shows that these seismicity locates at 5-8 *km* beneath the Helike fault. This seismic unrest has been related to the reactivation of a *NW*-dipping structure probably inherited on the past compressional tectonic phase. This information, together with the absence of a clear relation between the 1991 Aigion cluster (section B1-B2, Fig. 5.15a) and the shallow faults, leads us to hypothesize that a pre-rifting inherited structure might have played a role in this case too. Nevertheless, the validation of this hypothesis requires more accurate hypocenter relocation studies.

The complex image of the seismogenic zone is also evidenced by some high V_p/V_s anomalous zones occurring to the north (Fig. 5.14b) of the studied region. In Figs 5.16c-d, vertical V_p/V_s profiles seem to indicate a possible correlation between the observed V_p/V_s anomalies and clusters located beneath the northern edge of the gulf. These anomalies seem to extend over a regional scale, probably implying that their origin is not related to a local phenomenon. Fluid saturation in fractured rocks can explain the high V_p/V_s ratio caused by the increase of *P*-wave velocities and slight decrease of *S*-wave velocities (e.g. Winkler et Murphy III, 1995). Metamorphic processes involving phyllosilicate rocks may be responsible for releasing of structural water by dehydration reactions. Since we have suggested the occurrence of phyllosilicate-rich rocks within the seismogenic zone, the high V_p/V_s might be caused by the aforementioned metamorphic processes.

Clusters associated to the high V_p/V_s zone (Fig. 5.14b and 5.16c-d) have been previously analyzed by Rietbrock et al. (1996) and Rigo et al. (1996). These studies, by providing both focal mechanisms and a high precision relative hypocenter location, have pointed out clear evidence of active low-angle normal faults. Due to the coupled occurrence of fluid saturated rocks and dense clusters, we suggest that fluids may be an adjunctive factor in reducing the friction coefficient and therefore, have a possible role in triggering brittle creep along the identified low-angle faults.

5.11 Conclusion

In spite of the intrinsic tomographic resolution limitation, our results have pointed out a quite complex crustal structure. A global very clear feature is the completely different pattern evidenced by the shallow structure on the one hand (0-5 *km* depth) and the intermediate crust on the other (7-10 *km* depth). The limit between these two zone occurs at around 5-7 *km* depth and it is suggested by large scale sharp vertical velocity increases, by changes in horizontal velocity anomalies distributions, and by an increase of the seismicity rate. In the shallow part, the still active extensional regime clearly controls the distribution of the major structures, as evidenced by the main *WNW* – *ESE*-trending features of seismic images. Also, the lack of seismicity may be explained by a rather low level of stresses except nearby active faults. On the contrary, the intermediate crust, which corresponds to the deepest part of our tomographic reconstruction, presents a high seismicity rate. The associated seismogenic zone may be probably related to very specific lithologies of the Hellenic mountain structure (the Phyllite-Quartzite series), which have taken place during the previous compressional phase. Furthermore, fluid-saturated zones may contribute to even increase the seismicity rate and hence to control the stress distribution by a rather horizontally uniform

shear zone.

Both inherited structures as well as fluid saturation of key zones may have controlled the present pattern of the micro-seismicity beneath the western Gulf of Corinth. These elements do improve the present knowledge of the Corinth rift and they should be taken into account in future geodynamical models.

The new tomographic analysis of the 1991 dataset has provided us new insights of the upper crust in the western Gulf of Corinth. Further investigations will require better resolution in the shallower crust between depths of 0 *km* and 4 *km*, which can be obtained by on-land active seismic explorations. Consequently, the resolution of the intermediate crust image will be improved and one may expect more accurate interpretations.

Chapitre 6

Étude des ondes sismiques converties dans le Golfe de Corinthe à partir de séismes locaux

Converted seismic wave investigation in the Gulf of Corinth from local earthquakes¹

6.1 Abstract

We propose a procedure for the detection of converted phases in seismograms between the P- and S- arrivals. This procedure has been successfully applied to waveforms of different stations from the 1991 passive experiment around the Aigion area (Greece). Three major converted phases have been detected at two stations on the northern Gulf of Corinth. The first phase has been interpreted as a P-to-S transmitted wave occurring at a 3 km depth interface in the northern part of the Psaromita peninsula. The two later phases that have a more complex polarisation might come from deeper interfaces.

6.2 Résumé

Nous proposons une procédure pour la détection de phases converties entre les arrivées des ondes P et S. Nous avons appliqué cette procédure à des sismogrammes enregistrés sur différentes stations de la campagne sismologique de 1991 (région de Aigion, Grèce). Trois phases converties majeures ont été détectées à deux stations situées au nord du Golfe de Corinthe. La première phase a été interprétée comme une onde PS transmise sur une interface située à 3 Km de profondeur au nord de la péninsule de Psaromita. Les deux autres phases montrent une polarisation plus complexe et pourraient venir d'interfaces plus profondes.

6.3 Version française abrégée

La corrélation entre la structure crustale du Rift de Corinthe et la micro-sismicité enregistrée dans sa partie occidentale est, encore aujourd'hui, l'objet d'études. En particulier, certains débats

¹Article publié dans les *Comptes Rendus Géoscience*, 336, pp. 259-267 par D. Latorre, J. Virieux, T. Monfret et H. Lyon-Caen (2004)

restent ouverts comme l'existence d'une faille normale à faible pendage ou d'une zone de détachement entre 5 et 10 km de profondeur (Bernard et al., 1997; Rietbrock et al., 1996; Rigo et al., 1996), son origine et son rôle dans le contexte tectonique du Rift (Hatzfeld et al., 2000) et sa relation avec les failles normales à fort pendage qui affleurent au nord du Péloponnèse (Rigo et al., 1996; Sorel, 2000).

Les techniques de tomographie sismique se sont révélées très utiles pour la connaissance du cadre structural de la région (Le Meur et al., 1997; Latorre et al., 2004). Cependant, l'utilisation d'autres techniques, basées sur l'étude de phases sismiques converties (Nakajima et al., 2002; Readings et al., 2002a; Regnier et al., 1994; Stroujkova et Malin, 2000), est plus adaptée à l'identification de discontinuités sismiques comme, par exemple, des surfaces de faille.

Dans cet article, nous présentons une étude des ondes converties générées par des micro-séismes dans la région occidentale du Golfe de Corinthe. Cette étude est fondée sur une stratégie d'analyse, similaire à la migration avant sommation, où des structures de petite longueur d'onde (discontinuités sismiques) sont identifiées en utilisant des modèles de vitesse lisses.

En 1991, une campagne de tomographie sismique a été réalisée dans la région située entre les villes de Patras et Aigion (Le Meur et al., 1997; Rigo et al., 1996). Environ 5000 micro-séismes ont été enregistrés sur 60 stations pendant deux mois d'acquisition. Nous avons analysé 1260 formes d'onde enregistrées sur quatre stations à trois composantes. Ces stations sont localisées dans la zone nord du Golfe de Corinthe.

La stratégie suivie pour l'étude des phases converties peut être résumée en trois étapes. La première est l'estimation des modèles tridimensionnels de vitesse (P et S) et une localisation précise des séismes (Latorre et al., 2004). Ces modèles sont obtenus grâce à une tomographie des écarts des temps de première arrivée, basée sur l'inversion simultanée des paramètres de vitesse et localisation.

La deuxième étape est une correction des temps en fonction de la géométrie de l'interface. Une interface (discontinuité sismique) est définie « a priori ». Cette interface est paramétrée par une grille fine obtenue avec une interpolation 2-D b-spline. Les fronts d'onde des temps de première arrivée P et S sont calculés dans les modèles tomographiques pour chaque séisme et chaque station (Podvin et Lecomte, 1991). Pour une phase convertie, on effectue une recherche des points d'impact sur l'interface (points de réflexion ou transmission des ondes converties). Ensuite, à partir de ces points, on applique un tracé des rais « a posteriori » (Podvin et Lecomte, 1991) et un calcul des temps d'arrivée de l'onde convertie pour chaque couple séisme-station (figure 6.2). Les temps d'arrivée sont utilisés pour corriger en temps les sismogrammes de façon à ce que le temps corrigé de la phase convertie soit nul si le modèle est exact.

La troisième étape consiste à utiliser une technique classique de sommation des énergies des sismogrammes après correction des temps. La présence sur les sismogrammes de la phase convertie analysée (et donc l'interprétation de l'interface associée) doit être confirmée en analysant la focalisation de l'énergie sur la sommation.

Afin d'identifier les interfaces associées aux différentes phases converties, la correction des temps et la sommation des sismogrammes sont répétées pour divers types d'interfaces, en suivant une procédure du type essai-erreur. Puisque, dans la présente analyse, l'illumination des interfaces est principalement locale (figure 6.2), nous avons choisi de représenter les interfaces selon la géométrie la plus simple à petite échelle (segments d'interfaces horizontales). De cette manière, nous avons suivi une recherche systématique de la meilleure profondeur des segments d'interfaces qui focalisent l'énergie convertie.

Afin d'appliquer la procédure décrite auparavant, les sismogrammes sont groupés par station et par position des séismes. Ces derniers sont divisés en quatre zones (figure 6.1). Chaque zone est étudiée séparément.

Trois phases converties ont été identifiées et nommées phase « A », « B » et « C » (figure 6.3a et 6.4a). Ces phases (figure 6.3b) sont mises en évidence grâce au produit des composantes (Jacob et Booth, 1977; Regnier et al., 1994).

La figure 6.4a montre un ensemble de sismogrammes, groupés en section avant correction des temps. Il s'agit de la composante radiale relative aux séismes localisés dans la zone 1 et enregistrés à la station KALI.

Les figures 6.4b et 6.4c montrent, respectivement, la sommation de la composante radiale et du produit des composantes radiale et verticale ($R*Z$). La phase « A » est identifiée à 0,5 seconde de la première arrivée P (figure 6.4). Son énergie est presque complètement polarisée sur les composantes horizontales et elle peut être interprétée comme une phase convertie PS. Au contraire, les phases « B » et « C » montrent une énergie plus faible que la phase « A » et sont polarisées sur les deux composantes radiale et verticale. Sur la base de l'analyse de polarisation, l'interprétation des phases « B » et « C » est plus difficile que l'interprétation de la phase « A ».

Afin d'identifier la structure qui puisse expliquer la phase plus importante (la phase « A »), nous avons effectué une correction des temps pour différentes interfaces. Cette analyse a été effectuée pour chaque station et chaque groupe de séismes. Les temps utilisés pour corriger la section montrée sur la figure 6.4a, correspondent aux temps calculés pour une phase transmise PS sur une interface située à 3 km de profondeur (figure 6.5a). Si la correction est appropriée, la phase convertie PS doit être alignée autour du temps zéro. La qualité de l'alignement peut être qualifiée par la focalisation des énergies sur la sommation des sismogrammes (figures 6.5b et 6.5c).

Les résultats de l'analyse de la phase « A » sont résumés dans le tableau 6.1 et sur la figure 6.6. Bien que l'on observe une certaine dispersion, on peut supposer l'existence d'une structure sub- horizontale située au nord de la Péninsule de Psaromita (figure 6.6). La position des points d'impact de la phase convertie PS nous fournissent un bon échantillonnage de l'interface sur une longueur d'environ 6 km avec une précision de 2 km sur la profondeur.

Les phases « B » et « C » correspondent probablement à d'autres interfaces. L'étude des temps d'arrivée semble indiquer que ces phases sont générées par des structures plus profondes que 5 km.

L'étude future de ces phases et des structures associées pourrait apporter de nouvelles informations sur la présence d'une zone de détachement entre 5 et 10 km dans la région occidentale du Golfe de Corinthe.

6.4 Introduction

The Gulf of Corinth is one of the most active extensional zones of the Mediterranean region. It configures as an asymmetric half-graben and it is characterized by a set of normal faults that crop out on its southern side. Microseismic activity is very intense and distributed in a narrow zone dipping at low-angle northwards (Le Meur et al., 1997; Rietbrock et al., 1996; Rigo et al., 1996). Rigo et al. (1996) relate this microseismicity to an active low-angle detachment lying at 9-11 km depth. Recent studies of seismic activity in the western Gulf of Corinth (Hatzfeld et al., 2000) suggest that this deep microseismicity is more probably related to a brittle- ductile transition zone rather than a subhorizontal detachment as proposed by previous authors. On the contrary, the hypothesis of the active low-angle detachment is supported by both structural and sedimentological field observations (Sorel, 2000). Therefore, the relation between seismicity and crustal structures at depth is still an on going debated issue.

In this context, seismic tomography investigations may improve the understanding of the tectonic framework of this area. First-arrival time tomography inversion images smooth features of a studied region. For example, Le Meur et al. (1997) obtained a P- and S- velocity structure of the western Gulf of Corinth by using a linearized tomographic technique. Nevertheless, tomographic techniques cannot discriminate the presence of small-scale discontinuities, as fault planes or other structural interfaces. On the contrary, the study of the seismic energy conversion at these particular impedance discontinuities allows mapping their geometry and position at depth.

So far, converted waves investigation from regional seismicity has been successfully performed for the detection of structural discontinuities at both lithospheric- (as in the case of subducted slab

or the Moho discontinuity) (Nakajima et al., 2002; Readings et al., 2002a; Regnier et al., 1994) and crustal-scale (Stroujkova et Malin, 2000).

In this paper, we investigate converted waves from local microearthquake records to improve the mid-crust image of the western Gulf of Corinth. For such purpose, we follow a strategy similar to a pre-stack migration, in which short-wavelength features are detected after a velocity analysis where smooth variations are only considered. In this way, we may detect converted waves and, at the same time, bring interpretation. This strategy consists in three steps. The first step, which is not described in this paper, is the estimation of a smooth velocity background for both P and S waves and precise earthquake locations. The second step is a time move-out correction for specific converted waves at a possible sharp interface, which should be described beforehand. In the time move-out correction, travel-times of the studied converted waves are computed without modifying the smooth heterogeneous three-dimensional (3-D) velocity distribution. Finally, the third step performs a conventional stacking technique, usually presented in the time domain although the computation is performed in the depth domain. The existence of converted phases and the associated interface may be confirmed by the efficiency of the energy focusing.

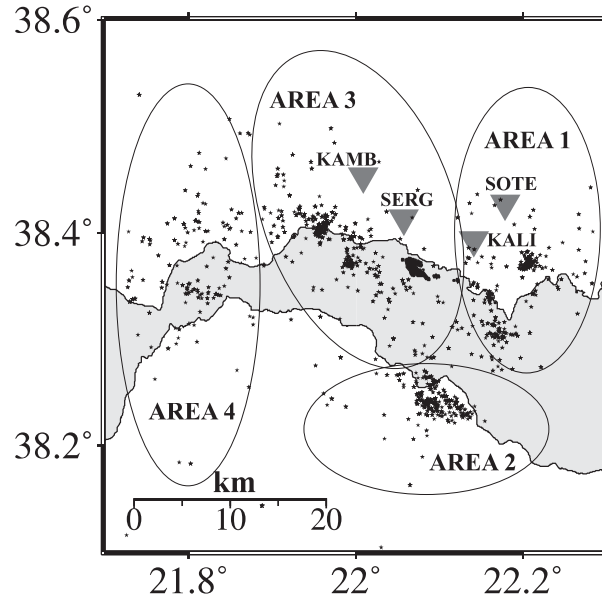


FIG. 6.1: Distribution of stations (inversed triangles) and earthquakes (dots) used in this study. We have selected four main areas of earthquakes (areas 1, 2, 3 and 4). Seismograms associated to these main areas have been analyzed separately.

6.5 Data

In 1991, a two-month passive tomographic experiment was carried out in the area located between the Patras and the Aigion towns (Le Meur et al., 1997; Rigo et al., 1996). More than 5000 microearthquakes have been recorded by a network of 60 short period stations distributed in a region of about 50 x 50 km². From an initial database of 2,260 well-located events consisting in about 17,000 P- and 12,700 S- first-arrival times, we have considered 1,532 events having at least four P- and four S- pickings. Then, in order to compile our waveform database, we have selected 11 three-component stations and we have considered only those records having a good signal to noise ratio. So far, we have analyzed about 1,260 waveforms that have been recorded at four stations located in the northern part of the gulf (Figure 6.1). We have chosen these stations because of both their high number of available waveforms and their particular location in the most active seismic

zone of the area. In fact, as shown in figure 6.1, the microseismicity recorded during the experiment is mainly located in the northern Gulf of Corinth, with one exception to the south near the Aigion town. Therefore, in this study, we have concentrated our attention on seismograms recorded at the stations of KALI, SOTE, KAMB and SERG. These stations are also situated close to the area where the hypocenter of the 1995 Aigion earthquake has been located (Bernard et al., 1997).

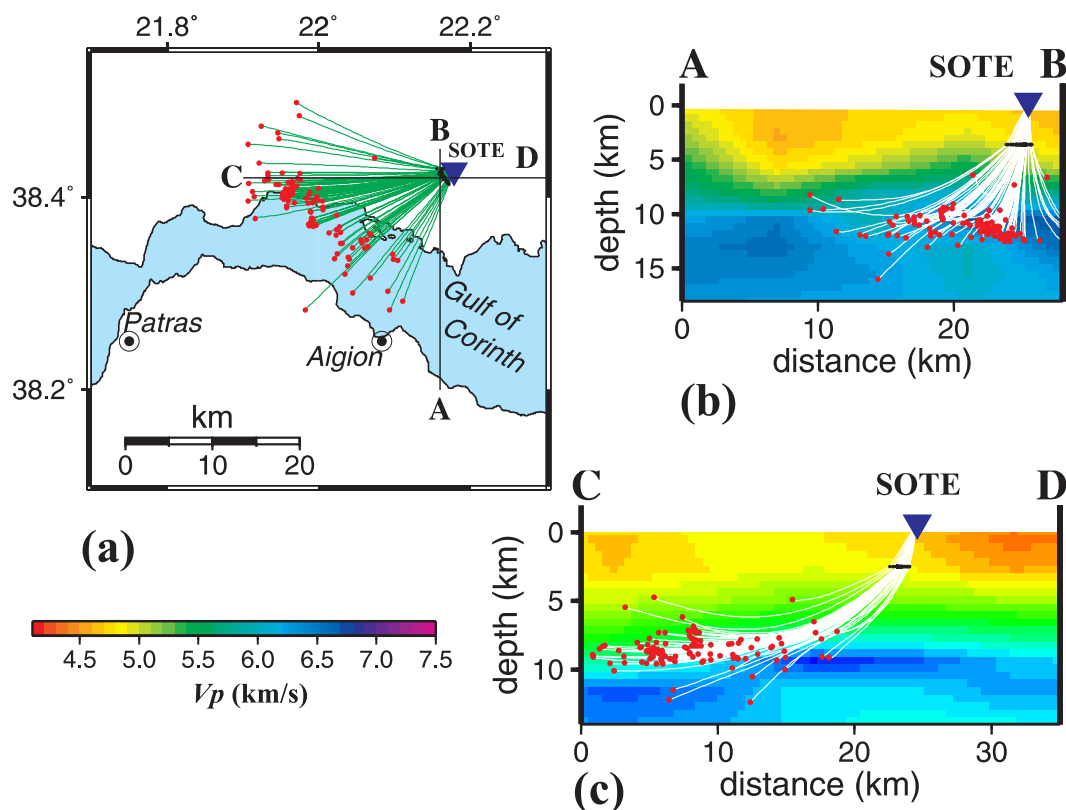


FIG. 6.2: *a.* Ray paths (green segments) of a PS transmitted phase computed for an interface lying at 3 km depth and earthquakes (red dots) recorded at the SOTE station (inverted triangles). The PS transmitted conversion points (dark dots) allow mapping the position of the interface. *b.* N-S section of the 3-D P-velocity model used as background model for the converted phase investigation. For the PS transmitted phase analysis, the upper part of the model (above the interface) is considered, while the S velocity model is used for computation in the lower part (beneath the interface). White segments are the projection of ray paths on the section. *c.* E-W section of the same model.

6.6 Data analysis

Transmitted converted phases are observed on seismograms between P and S direct arrivals (figure 6.3), whereas reflected converted waves can also occur after the S direct arrival. Converted energy is quite often weaker than P and S direct ones, as expected. Therefore, converted phases are usually hidden in the P and S coda. Moreover, PS and SP converted arrivals depend on both P and S velocity structures as well as earthquake locations and the geometry of the interface where the conversion occurs. Then, because converted phase analysis is strongly model-dependent, both their detection and interpretation turn out to be a difficult task.

For these reasons, we apply a trial and error procedure to detect converted phases in seismograms and, at the same time, to associate these phases to specific interfaces. In this procedure, an important step is the travel time computation of all kind of reflected and transmitted converted waves that occur at a given interface. The travel time computation is performed by using

heterogeneous three dimensional velocity models.

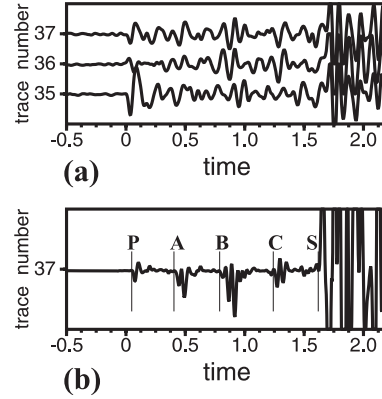


FIG. 6.3: *a. Three vertical components of seismograms recorded at the KALI station for earthquakes located in the same zone (area 1). Although waveforms of the P-arrivals are rather different, three main phases can be observed on all seismograms between the P- and the S- arrivals. b. Product of components R*Z (trace 37) : the visibility of the three main waves occurring between the P and the S arrivals is improved.*

We assume a cinematically coherent smooth medium for first-arrival times. Smooth 3-D P- and S- velocity models and earthquake locations have been previously obtained by inverting 12,121 P- and 9,001 S- first-arrival time readings (Latorre et al., 2004). We used at minimum number of eight P- and four S- arrival time pickings for locating each earthquake. After the simultaneous inversion of P and S velocity models and earthquake hypocenter location, the final rms attained a value of 0.123 s, which corresponds to a misfit reduction of about 30%. The smooth 3-D P- and S- tomographic models (figure 6.2) are taken as background velocity models while the earthquake distribution (figure 6.1) is kept fixed during our converted phases analysis.

Interfaces are parameterized by a fine grid obtained with a b-spline interpolation. This grid is independent on the background velocity grid and it can assume any complex form. Both P and S times of first-arrival wavefronts are computed in the background velocity models from each station and from each earthquake by using the algorithm of Podvin et Lecomte (1991). Then, on the interface grid, we perform a search for all impact points where the Snell's law does apply.

Finally, both a back-ray tracing and a travel-time calculation along the ray are performed in order to estimate theoretical travel-times of each converted phase at the given interface. As an illustration, figure 6.2 displays the result of the impact point investigation and back ray tracing for a PS transmitted phase at a 3 km depth interface beneath the SOTE station.

Let us underline that P and S velocity models, above and beneath the interface, are the smooth background heterogeneous three-dimensional models. For our present analysis, enlightening the interface is quite local. Therefore, we have chosen the simplest possible local geometry as a horizontal segment of the interface. We have searched for the best depth, which focuses the energy of possible converted phases. Improving velocity definition on both sides of the interface should be the next step of our investigation as done in seismic reflection tomography.

For each converted phase at a given interface, computed theoretical travel-times are used to apply a time move-out (MO) correction on seismograms in order to align the converted energy nearby the zero time. The quality of the alignment on the MO section depends on both the chosen interface geometry and the background velocity models. By considering different interface depths, an alignment of the converted phase in the MO section leads us to select the associated interface depth as a possible one. Because we consider either a PS- or a SP-wave arrival at the station, polarization analysis allows us to discriminate among different interpretations. Moreover, the selected interface has to be identified using different stations and earthquakes, although the folding of the acquisition geometry is rather poor. The alignment of coherent energy around the theoretical travel-time is

estimated by applying a classical stacking technique. Appropriate data processing (as component rotation, seismogram envelope, component product and different mute types) may improve the stack. We repeat the time move-out correction and the stack for different interface depths looking after a better focusing of energy for the analyzed converted phase.

In summary, this procedure essentially requires accurate P and S background velocity models, precise earthquake hypocenter locations in the background velocity structures, an efficient tool for converted reflected and transmitted travel-time computation for a pre-defined interface in the background velocity structure and a suitable data analysis for enhancing phases on seismograms. Both linearized tomographic inversion of P- and S- first-arrival times similar to the one proposed by Benz et al. (1996) or Le Meur et al. (1997) and systematic search for converted phases on an arbitrary interface as proposed here have been developed.

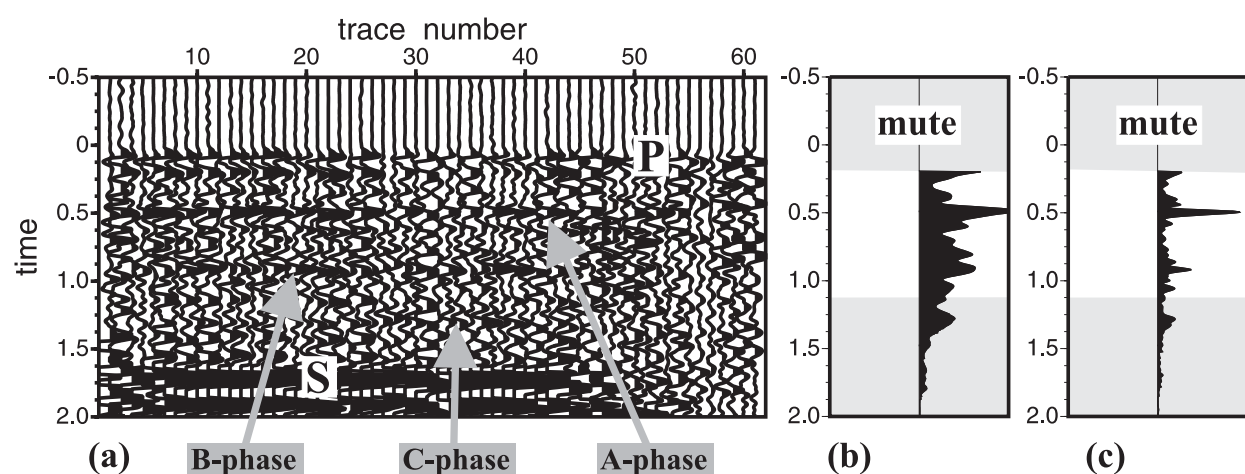


FIG. 6.4: Seismograms recorded at the KALI station from earthquakes located in the area 1. *a.* Row section of the radial component. Seismograms are shifted in time with respect to the observed P-arrivals. Traces are sorted by station-earthquake distance calculated along each P-ray path in the P-tomographic model. *b.* Stack of the radial section after the muting of P- and S- arrivals. Energy associated to the A-phase is observed at about 0.5 seconds after the P- arrival. *c.* Stack of the R*Z product.

For our data analysis, we have selected seismic events located in a same area (figure 6.1). Then, seismograms associated to four main areas (area 1, 2, 3 and 4) have been studied separately. This appropriate regional analysis allows us to identify converted phases that follow rather similar paths in the complex heterogeneous medium (figure 6.3).

Between the P- and S- arrival times, three major phases are detected (figures 6.3a and 6.4a) and denoted as phase A, B and C. Figure 6.3a displays the vertical component of three seismograms recorded at the KALI station from earthquakes located in the area 1. In this figure, we can observe that these major converted phases are visible on all seismograms although the waveforms of the P- arrival are rather different. In order to increase even more the signal-to-noise ratio and to enhance signal coherent on different components, we perform the products of components R*Z (radial*vertical), T*Z (transversal*vertical) and R*T (radial*transversal), as proposed by Jacob et Booth (1977) and applied by Regnier et al. (1994). As an example, the product R*Z of the trace 37 is displayed in figure 6.3b and the detected phases are indicated.

The Figure 6.4a displays radial component records of all earthquakes located in the area 1 (figure 6.1) and recorded at the KALI station. The “raw” section showed in the figure allows us to present the data before performing the move-out analysis. This section is made by shifting in time each seismogram for the observed P-arrival time. Then, seismograms are sorted out by using the earthquake-receiver distance that has been previously computed along each P-ray path in the background velocity model. In order to improve the signal-to-noise ratio, data have been low-pass

filtered at 10 Hz. The stack of the radial components is presented in figure 6.4b whereas the stack of the R*Z product is shown in figure 6.4c. The A-phase arrival occurs at about 0.5 seconds from the P- first arrival. The energy associated to this phase seems to be stronger on horizontal components than the vertical component. On the contrary, the B- and C- phases are weaker than the A-phase on the horizontal components and they are polarized on both the vertical and the radial components.

Looking at the polarization analysis, a PS or a SP converted wave might provide similar polarization patterns, due to the trade-off between the ray incidence at the station and the wavetype. However, the fact that the polarization of the phase A is almost entirely dominated by the horizontal components allows us to interpret this phase as a PS converted wave. This interpretation has been confirmed by the successive time move-out analysis.

Previous representations of the data (figures 6.3 and 6.4) pointed out the presence of some particular converted waves. In order to model the structure that can explain the most energetic of them (the A- phase), we have performed the time MO correction for interfaces lying at different depths. By considering the seismograms displayed in figure 6.4a, we have constructed a MO corrected section using theoretical travel-times of a PS transmitted phase computed for a 3 km depth interface (figure 6.5a). Moreover, a muting technique is applied to cancel energy of P- and S- arrivals and to enhance the converted arrivals.

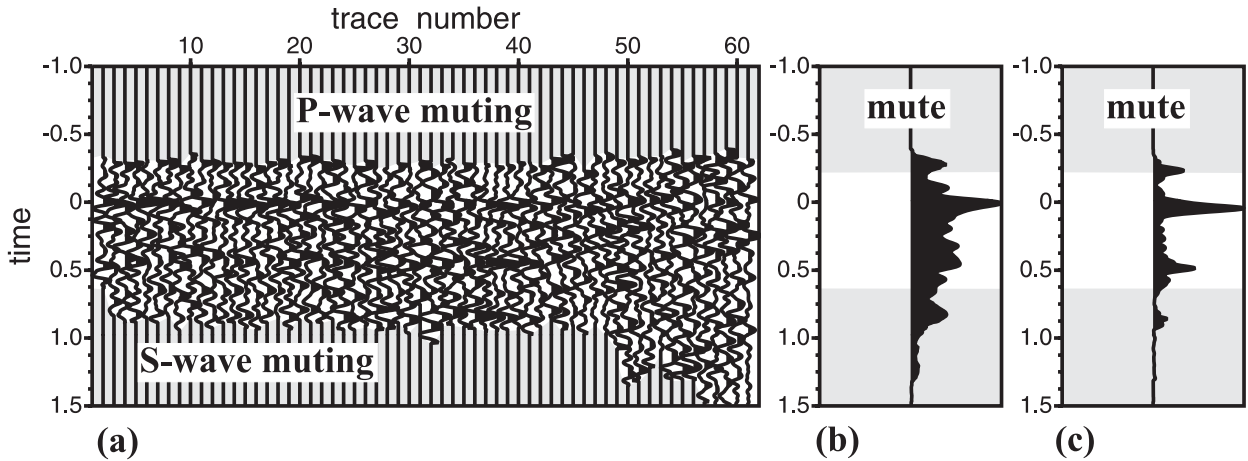


FIG. 6.5: Time move-out correction for seismograms showed in figure 6.4a. Move-out of seismograms by the theoretical time for the transmitted PS, which leads to stacking profile of the horizontal component (b) or the component product (c).

If the MO correction is appropriate, the PS converted phases are expected to be aligned around the time 0. To quantify the quality of the alignment, we apply a conventional stacking technique (figure 6.5b and 6.5c). In figure 6.5c, we show the stack of the R*Z MO section where we note a clear improvement of the stacking power compared to the figure 6.5b. This stack coming from depth analysis (figures 6.5b and 6.5c) is similar to the stack coming from first P-wave time shift (figures 6.4b and 6.4c). The energy focusing is still present and allows us to interpret the converted phase as a PS phase. Higher parameterization of the smooth velocity and the interface geometry, and/or improved residual move-out might increase the focusing. This is left to further analysis.

The same procedure previously illustrated has been applied on other area-station couples. Results are summarized in the table 6.1. We have performed this analysis on four stations : KALI, SOTE, KAMB and SERG. At the last two stations, no converted phases have been found for interfaces compatible with a depth shallower than 5 km. At the first two stations, KALI and SOTE, PS converted phases have been identified for all the areas when seismograms exist in our database. For each couple station-area represented in table 6.1, we report the interface depth range that we have estimated through the stacking dispersion of the considered energetic pulse (figure 6.5). Although

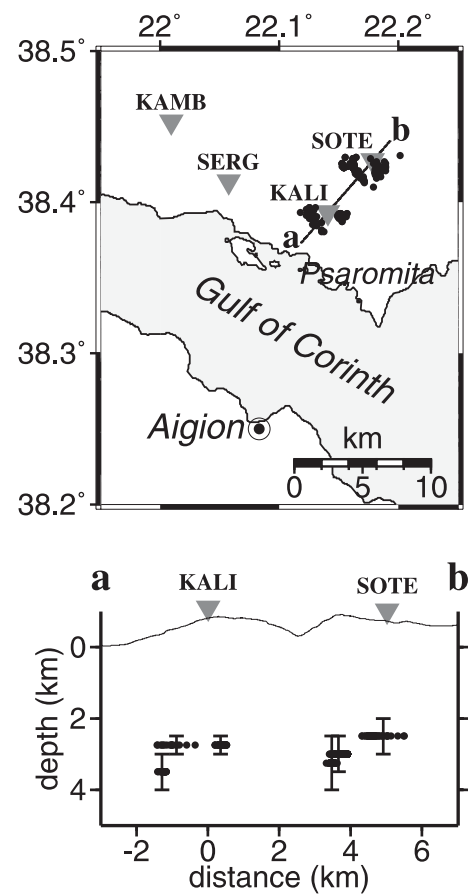


FIG. 6.6: Spatial distribution (top) of all impact points (dark dot) identified after the analysis of the A-phase for the KALI and SOTE stations. The impact point depths for each area are represented with their associated error bar. Depth ranges for each station and earthquake area are reported in the table 6.1. All impact points are located between 2 km and 4 km depths.

we observe dispersion in our analysis, the hypothesis of a global subhorizontal interface is supported by the quite narrow range of depths that we have found by considering different earthquakes groups at different stations (figure 6.6). The spreading of impact points makes a quite noticeable sampling of such interface over an estimated length of 6 km with an estimated accuracy of 2 km and leads us to propose a significant extension of the subhorizontal shape of this interface.

Earthquakes region	stations	
	KALI	SOTE
	Depth range (Km)	
AREA1	2.5-3.0	2.0-3.0
AREA2	3.0-4.0	2.5-4.0
AREA3	2.5-3.0	2.5-3.5
AREA4	no data	3.5-4.5

TAB. 6.1: *Depth of the subhorizontal interface determined from stacks with uncertainty estimation from the spreading of the stack. The approximate horizontality of the interface is a posteriori verified.*

6.7 Conclusion

By analyzing local earthquake records at four stations located in the northern Gulf of Corinth, we have shown that it is possible to perform a converted phase investigation in this area. By applying a regional selection of earthquakes, three major converted phases have been identified between the P and S arrival times. In this study, we have analyzed the most energetic of these phases on the horizontal components (phase A). We have performed a search for different converted wavetypes at different interface depth by using three-dimensional P- and S- tomographic models. The observed phase (phase A) can be explained with an impedance contrast on a subhorizontal structure located around 3 km depth in the northeastern part of the Psaromita peninsula. Further investigations, as the modeling of converted travel-times for more complex interface shapes and the analysis of seismograms recorded at other stations could provide us more precise information. Other data may also provide additional information on sharp interfaces below the Gulf of Corinth.

The two other phases (phase B and C) identified in this study and shown in the figures 6.3 and 6.4, correspond to possible other interfaces. Their polarities and travel-times seem to indicate that those conversions have been generated by deeper structures. Further studies are needed to check if the phases B and C are linked to conversions at the same interface and to estimate the depth of their correlated discontinuity. The future analysis of these deeper interfaces might allow new structural information that can shed light on the presence of a detachment zone beneath the western Gulf of Corinth.

Chapitre 7

Migration cinématique en profondeur des ondes converties

Dans ce chapitre, nous décrirons d’abord la mise en œuvre algorithmique de la technique de migration cinématique que nous avons utilisée. Ensuite, nous présenterons son application aux données enregistrées lors de la campagne *Patras-91*. En particulier, nous nous concentrerons sur l’analyse des phases converties PS et SP transmises.

7.1 Mise en œuvre algorithmique

La migration cinématique des phases converties nous permet d’obtenir des cartes d’attributs sismiques. Nous utiliserons ici le terme “attribut sismique” pour décrire la grandeur quantifiant la capacité du milieu à réémettre de l’énergie convertie, bien que ce terme puisse avoir une signification différente dans d’autres types d’études.

Les attributs sismiques sont construits sur chaque nœud d’une grille que nous appellerons “grille de calcul”. Cette opération s’effectue à travers la succession d’étapes décrites ci-dessous.

Pour chaque récepteur et chaque source, les fronts d’onde des premières arrivées P et S sont calculés dans les milieux tomographiques. Ces derniers représentent ainsi nos macromodèles. Comme dans la tomographie des premières arrivées, nous avons utilisé le code basé sur les différences finies et développé par Podvin et Lecomte (1991). Afin d’éviter tout biais, la paramétrisation des modèles de vitesse et celle de la grille de calcul des fronts d’onde sont les mêmes que les paramétrisations utilisées pour obtenir les modèles tomographiques (chapitre 5).

Grâce aux gradients des temps d’arrivée des fronts d’onde, nous déterminons, à chaque nœud de la grille de calcul, les vecteurs lenteurs des ondes P et S associés à chaque couple source-récepteur. Cette opération est coûteuse. Elle s’effectue d’abord sur une grille lâche. Ensuite, les vecteurs lenteurs sont calculés sur une grille plus fine par interpolation. Dans notre application, nous avons néanmoins utilisé la même grille de calcul, car le nombre de nœuds de la seconde grille est relativement petit.

Le tracé du rayon a posteriori nous permet de recalculer les temps de parcours le long du rayon (section 1.4.3). Il faut noter que, dans notre application, nous n’exploitons pas toutes les potentialités de cette opération. En effet, une fois tracé le rayon, nous pouvons aussi calculer d’autres paramètres tels que, par exemple, la divergence sphérique ou la polarisation. Dans le futur, nous envisageons l’introduction de ces paramètres dans le processus de migration.

Dans notre étude, nous imposons une interface locale à chaque nœud de la grille. Cette interface est caractérisée par son vecteur normal, situé au nœud de la grille. Nous appelons ainsi ce nœud “point orienté”. Donnée une orientation de l’interface locale, les coefficients de pondération cinématique sont calculés pour chaque couple source-station et pour chaque phase convertie (réfléchie et

transmise). Les détails concernant ce calcul sont reportés dans l'annexe B.

Les coefficients de pondération interviennent dans l'opération de sommation des sismogrammes. Ils sont, en effet, utilisés pour pondérer l'amplitude des sismogrammes. Leur valeur est comprise entre 0 et 1 : elle est égale à 1 quand la loi de Snell-Descartes se vérifie et décroît en fonction d'un certain angle θ , ce qui permet de quantifier l'écart à la loi de Snell-Descartes.

Dans la pratique, nous effectuons la pondération des sismogrammes en imposant un seuil minimal du coefficient, en dessous duquel l'amplitude des sismogrammes n'est plus prise en compte. Dans notre application, ce seuil minimal du coefficient de pondération est fixé à 0,5.

La "sommation locale" est l'opération de sommation effectuée sur l'ensemble de sismogrammes pondérés en chaque point orienté. Cette opération nous permet de construire l'attribut sismique en ce point. Pour un point orienté et un couple source-récepteur, nous considérons sur le sismogramme associé une fenêtre temporelle autour du temps τ , temps de propagation de la phase étudiée. À l'intérieur de cette fenêtre, nous recherchons la valeur maximale de l'amplitude du signal. L'opération de sommation locale sur n couples source-récepteur est ainsi définie en chaque point orienté par :

$$S_{loc} = \sum_{i=1}^n A_{w_i}^2 \cdot C_i \quad (7.1)$$

où $A_{w_i}^2$ représente le carré de l'amplitude maximale mesurée sur chaque sismogramme i , dans la fenêtre temporelle w autour du temps τ ; C_i est le coefficient de pondération associé à chaque couple source-récepteur.

Généralement, la sommation des sismogrammes devrait être effectuée sur les amplitudes mesurées au temps τ . L'introduction d'une recherche de l'amplitude maximale, sur une fenêtre temporelle centrée autour du temps τ , est similaire à l'utilisation d'une sorte de correction temporelle locale ou de correction statique dans la procédure de sommation.

Cette correction locale nous permet de prendre en compte les erreurs dues principalement à la localisation des tremblements de terre, aux modèles tomographiques et à la discrétisation de la grille de calcul. Dans notre application, nous avons choisi une fenêtre temporelle de $\pm 0,2$ s. Cette valeur tient compte de l'écart type final entre temps d'arrivée observés et temps d'arrivée calculés sur les modèles de vitesse et pour les localisation des séismes retrouvés par l'inversion tomographique (chapitre 5).

À cause de la couverture irrégulière et du coefficient de pondération cinématique, il arrive qu'un point orienté ne soit "éclairer" que par un seul couple source-station. Cela signifie que l'attribut en ce point provient d'un seul sismogramme. Puisque le but de la sommation locale est de mettre en évidence les énergies converties observées sur plus d'un sismogramme, il est important de contrôler aussi le nombre minimum de sismogrammes requis pour construire l'attribut sismique en un point. L'introduction d'un seuil minimal est nécessaire pour éviter d'engendrer des artéfacts dans l'image migrée. Dans notre cas, nous avons fixé ce nombre à 15 en faisant une série de tests sur les données réelles.

L'opération de sommation locale est appliquée sur l'ensemble des points orientés. Le résultat est une carte d'attributs sismiques. Dans notre étude, la sommation locale est réalisée pour une acquisition à récepteur commun. Ceci est un regroupement logique, si nous considérons le nombre élevé de sources par rapport aux stations. Une étude à récepteur commun réduit, en outre, l'influence du système d'acquisition (réponse du capteur, fréquence d'échantillonnage) sur l'opération de sommation locale.

Pour chaque récepteur, nous obtenons ainsi des cartes différentes d'attributs. L'opération finale, que nous appelons "sommation globale", est la somme normalisée des cartes obtenues pour chaque station. La sommation globale nous permet de recouper les informations provenant de plusieurs stations, renforçant ainsi l'image sismique.

7.2 Conditions initiales

Zone d'étude

La zone d'intérêt représente seulement une portion de la région étudiée lors de la tomographie des temps de première arrivée. Nous avons considéré un volume de $40 \times 30 \times 9 \text{ km}^3$ autour du Golfe de Corinthe, situé, à son tour, à l'intérieur du volume de $56 \times 56 \times 20 \text{ km}^3$ utilisé pour l'étude tomographique (figure 7.1). La région imagée par la technique de migration inclut principalement les zones les mieux résolues des modèles tomographiques (section 5.7). Ce choix nous garantit une meilleure modélisation des temps de propagation par rapport aux zones situées sur les bords des modèles.

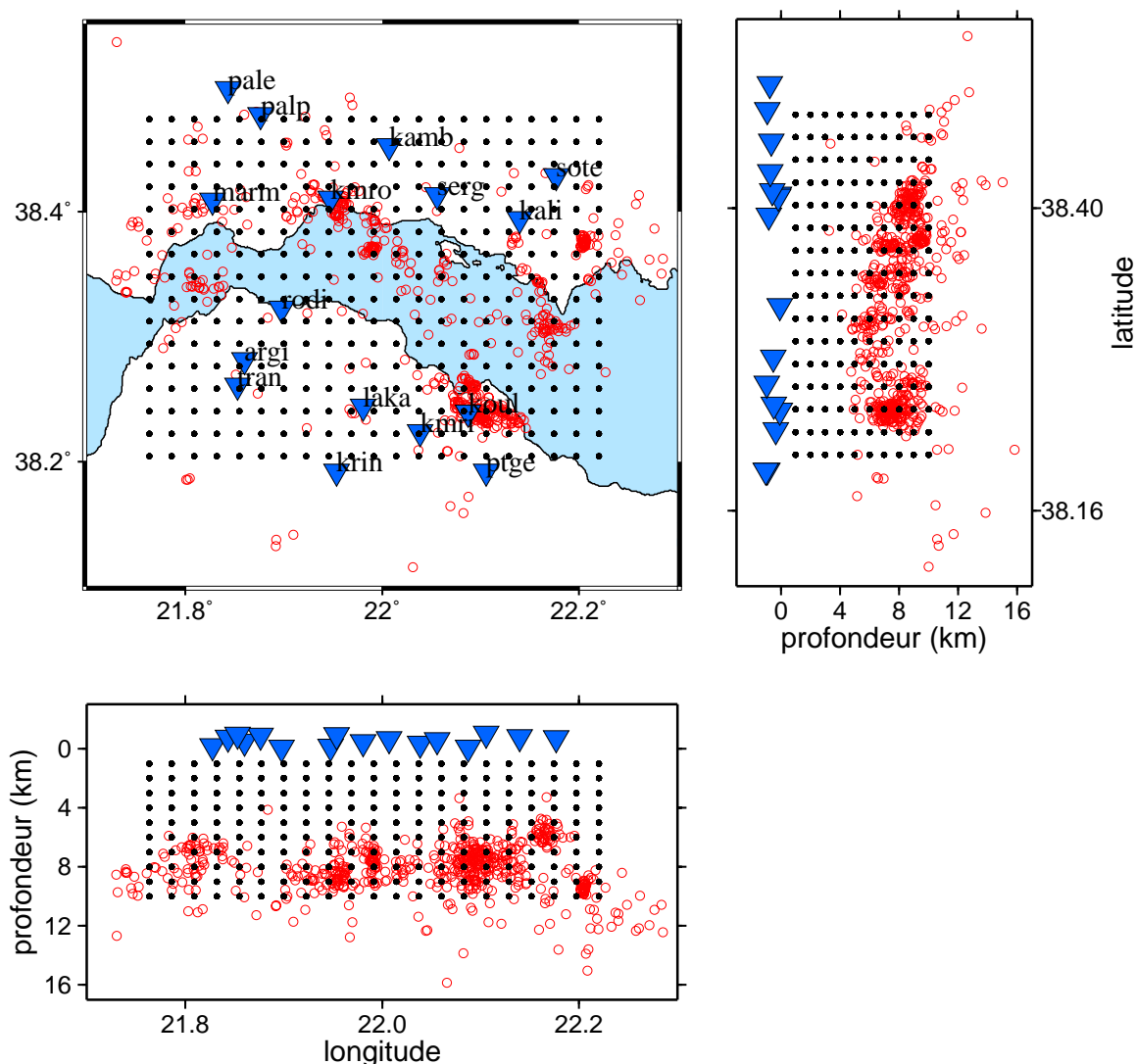


FIG. 7.1: Géométrie d'acquisition et disposition de la grille de calcul des attributs sismiques. La zone représentée sur la carte (21.6°E - 22.3°E de longitude et 38.1°N - 38.55°N de latitude) correspond à la région sélectionnée pour la tomographie des temps de première arrivée. La zone couverte par la grille régulière de points représente la zone étudiée par la migration des phases converties. Les points noirs sont les points de calcul des attributs sismiques. Les stations (16) sont représentées par des triangles inversés et les tremblements de terre (637) par des cercles rouges. À droite et en bas par rapport à la carte, sont montrées, respectivement, des projections latitude-profondeur et longitude-profondeur. Sur ces dernières sont représentés la grille de calcul, toutes les stations et tous les tremblements de terre sélectionnés.

Données

Nous avons sélectionné les sismogrammes enregistrés sur 16 stations à trois composantes, en nous basant sur les critères décrits dans le chapitre 3. La distribution de ces stations est représentée sur la figure 7.1.

Notre sélection comprend 10 stations Reftek (200 Hz) et 6 stations Lennartz (125 Hz). La différence de pas d'échantillonnage entre sismogrammes enregistrés à différentes stations ne limite pas notre capacité d'analyse des formes d'onde, puisque nous travaillons en configuration à récepteur commun (CRG).

Nous avons considéré 637 tremblements de terre. Leur localisation délimite une bande horizontale qui va de 5 à 10 km de profondeur environ. Au-dessus et en dessous de cette bande, le nombre de tremblements de terre est fortement réduit (figure 7.1).

Après la sélection des sismogrammes, le nombre de tremblements de terre (et donc de formes d'onde) associés à chaque station est très variable. On passe, par exemple, de 20 tremblements de terre enregistrés à la station ARG1 à 322 enregistrés à la station SOTE. Ceci est une des causes de notre couverture irrégulière laquelle peut engendrer des artefacts dans l'image migrée finale.

Pour remédier à ce problème, nous utilisons une sommation normalisée des traces dans le processus de migration à récepteur commun. De cette manière, il est possible de comparer et de sommer (sommation globale) les cartes de réflectivité obtenues pour chaque CRG, bien que celles-ci soient construites à partir d'un nombre différent de données.

Au total, la migration des phases converties présentée dans ce chapitre a été effectuée à partir de 1943 enregistrements de tremblements de terre sur 16 stations 3 composantes.

Phases étudiées

Notre choix d'appliquer la migration cinématique à l'étude des phases converties en transmission dépend du type de données à notre disposition et de nos macromodèles de vitesse.

Les tremblements de terre enregistrés dans la région d'étude sont localisés à des profondeurs supérieures à environ 5 km. En particulier, ceux-ci sont principalement concentrés entre 6 et 9 km de profondeur. Les phases converties transmises permettent "d'éclairer" la croûte supérieure jusqu'à environ 9 km de profondeur.

En dessous de cette profondeur, les phases utiles pour obtenir une image migrée sont les phases réfléchies. Toutefois, les modèles de vitesse à notre disposition ne sont pas résolus en dessous de 10 km de profondeur (section 5.7). Ceci réduit notre capacité à modéliser correctement les temps de propagation et les coefficients de pondération cinématique des phases, introduisant des erreurs dans le processus de migration.

Certes, ils existent des tremblements de terre localisés autour de 6-7 km de profondeur qui pourraient être utilisés pour une migration en réflexion de la croûte autour de 8-9 km de profondeur. Cependant, le nombre de données est trop réduit pour mettre en pratique de manière efficace ce type de migration. L'ajout de nouvelles données pourrait améliorer, dans le futur, notre capacité d'exploration par l'intermédiaire des phases réfléchies.

Par conséquent, dans ce travail, nous nous concentrerons sur les images obtenues par la migration des phases converties transmises PS et SP.

Couverture du modèle

Nous appelons "couverture du modèle" la distribution spatiale des points de conversion potentielle pour une phase étudiée, c'est-à-dire la distribution des zones du milieu que nous sommes capables d'explorer par l'intermédiaire d'un type de phase avec nos macromodèles, notre configuration source-station, la discrétisation de la grille de calcul des attributs sismiques et le seuil minimal du coefficient de pondération cinématique. Rappelons que ce seuil représente la valeur minimale du

coefficient de pondération cinématique en dessous de laquelle l'amplitude du sismogramme associé à un couple source-récepteur n'est plus prise en compte dans la sommation locale.

L'étude tomographique des premières arrivées a révélé une structure tridimensionnelle particulièrement complexe, dans laquelle les champs de vitesse P et S varient de manière différente (section 5.8). Les différents gradients de vitesses verticaux et latéraux contrôlent la propagation des ondes dont nous voulons modéliser le parcours et le temps de trajet.

Dans notre cas, les forts gradients verticaux du modèle de vitesse P permettent aux phases PS transmises, générées par les tremblements de terre profonds et lointains des stations, "d'éclairer" les zones profondes du modèle. En pratique, le rayon de l'onde P partant de la source effectue un trajet convexe couvrant les couches plus profondes avant de remonter vers le point de conversion.

Au contraire, les faibles gradients verticaux associés au modèle de vitesse S déterminent une réduction de la profondeur maximale échantillonnée par les ondes SP transmises. Dans ce cas, le rayon de l'onde S partant de la source remonte plus rapidement vers la surface.

Pour mieux comprendre la capacité d'exploration de notre configuration, nous montrons un exemple de couverture du modèle obtenue pour les ondes PS et SP transmises (figures 7.2 et 7.3).

Les cartes de couverture du milieu sont obtenues en imposant une interface locale horizontale dans chaque point de la grille de calcul des attributs. En gris sont représentées les zones dans lesquelles le coefficient de pondération cinématique est supérieur au seuil minimal. En pratique, les zones grisées sont échantillonnées par des rayons transmis PS ou SP qui sont proche à des rayons spéculaires. Les tremblements de terre représentés sur chaque carte correspondent à tous les séismes localisés en dessous de la profondeur de la coupe horizontale considérée.

En raison de la distribution des tremblements de terre, la couverture PS est concentrée aux alentours des stations (figure 7.2). Dans les couches superficielles (1-3 km), la couverture se limite aux points de la grille positionnés en dessous des stations. Elle s'élargit progressivement avec la profondeur (4-10 km). Par conséquent, sur la base de la géométrie source-station, les volumes étudiés dans chaque configuration à récepteur commun se superposent seulement en profondeur. Ceci signifie que les structures profondes seront "éclairées" par plusieurs stations, tandis que les structures superficielles ne seront "éclairées" que par une unique station. Nous avons donc une réduction drastique de la couverture, qui demanderait un échantillonnage des structures superficielles du milieu par un réseau plus dense de stations.

La couverture PS devient maximale pour une profondeur de 10 km, bien que le nombre de tremblements de terre profonds soit faible par rapport aux horizons plus superficiels. Cette couverture élargie provient, avant tout, du type de trajet de l'onde P incidente dans le modèle tomographique. De surcroît, notre choix d'un seuil de pondération cinématique relativement bas (0,5) nous permet de prendre en compte des points de conversion qui sont différents des points spéculaires. Ceci élargit la zone de la couverture possible.

Nous verrons par la suite que, dans l'application aux données réelles, la couverture des converties PS à 10 km de profondeur se réduit considérablement (section 7.6). Dans ce travail, nous n'avons pas étudié de modèles en dessous de 10 km.

Étant donnée notre configuration source-station, la couverture SP est, au contraire, centrée autour des tremblements de terre (figure 7.3). Elle est réduite en profondeur (6-9 km) tandis qu'elle s'élargit en surface (1-5 km). Nous remarquons donc une complémentarité dans notre capacité d'exploration en étudiant ces deux phases. Les phases PS transmises nous permettent d'obtenir une image de la capacité du milieu à réémettre de l'énergie convertie surtout dans les couches plus profondes, tandis que les phases SP transmises nous fournissent une image plus complète en surface.

Paramétrisation du modèle

La paramétrisation du modèle est définie par une grille régulière tridimensionnelle. Cette dernière représente la grille de points orientés sur laquelle nous calculons les attributs sismiques.

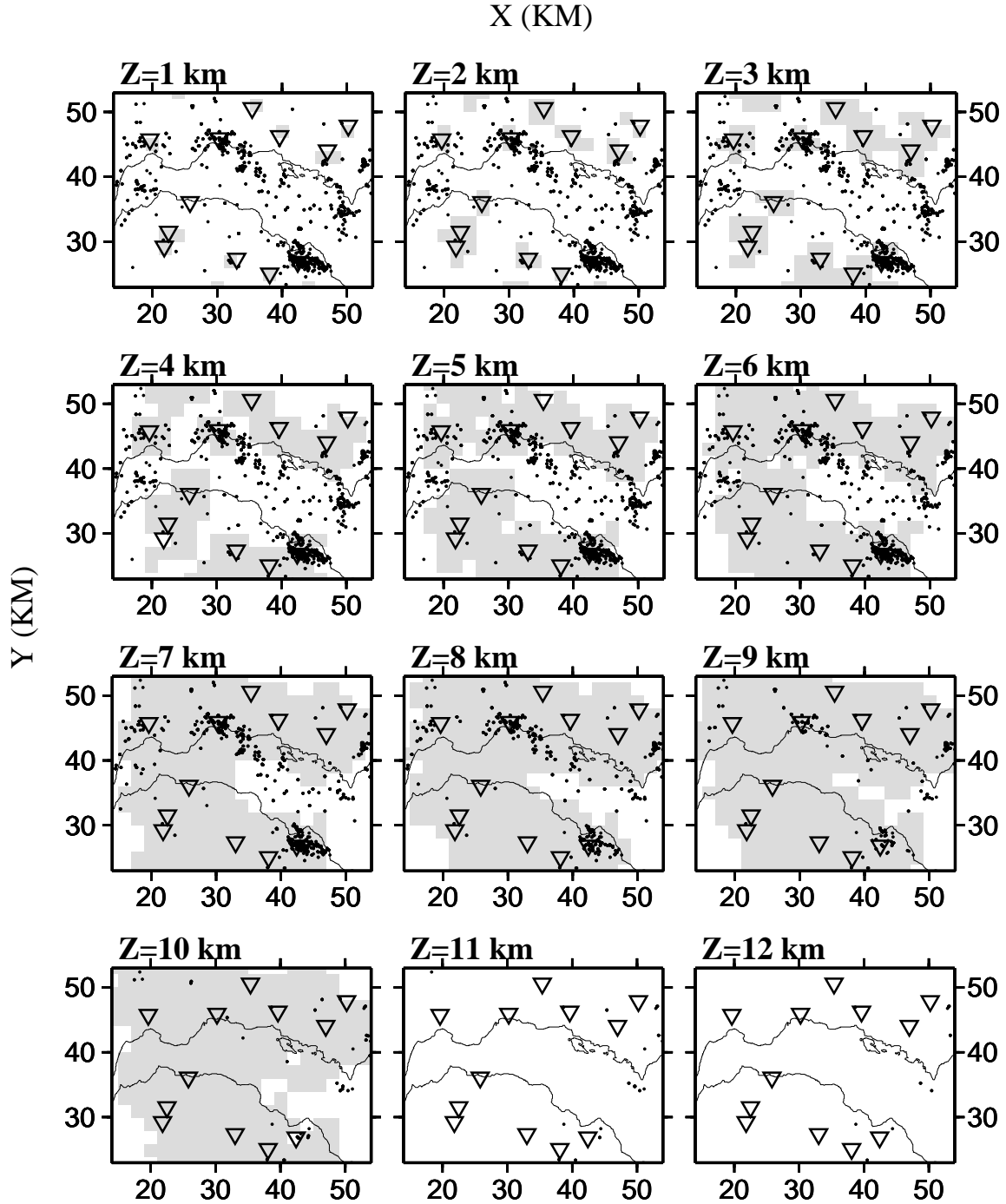


FIG. 7.2: Couverture du modèle ou distribution des points de conversion potentielle pour une onde transmise PS. Les zones grisées comprennent tous les points du modèle dans lesquels le coefficient de pondération cinématique est supérieur à 0,5 (seuil minimal), au moins pour un couple source-station. Ce coefficient est calculé par rapport à un vecteur normal à l'interface locale (point orienté). Dans cet exemple, le vecteur est vertical. Les tremblements de terre représentés dans chaque carte (points noirs) correspondent aux sources localisées en dessous de la profondeur de la coupe. Les stations sont représentées par des triangles inversés.

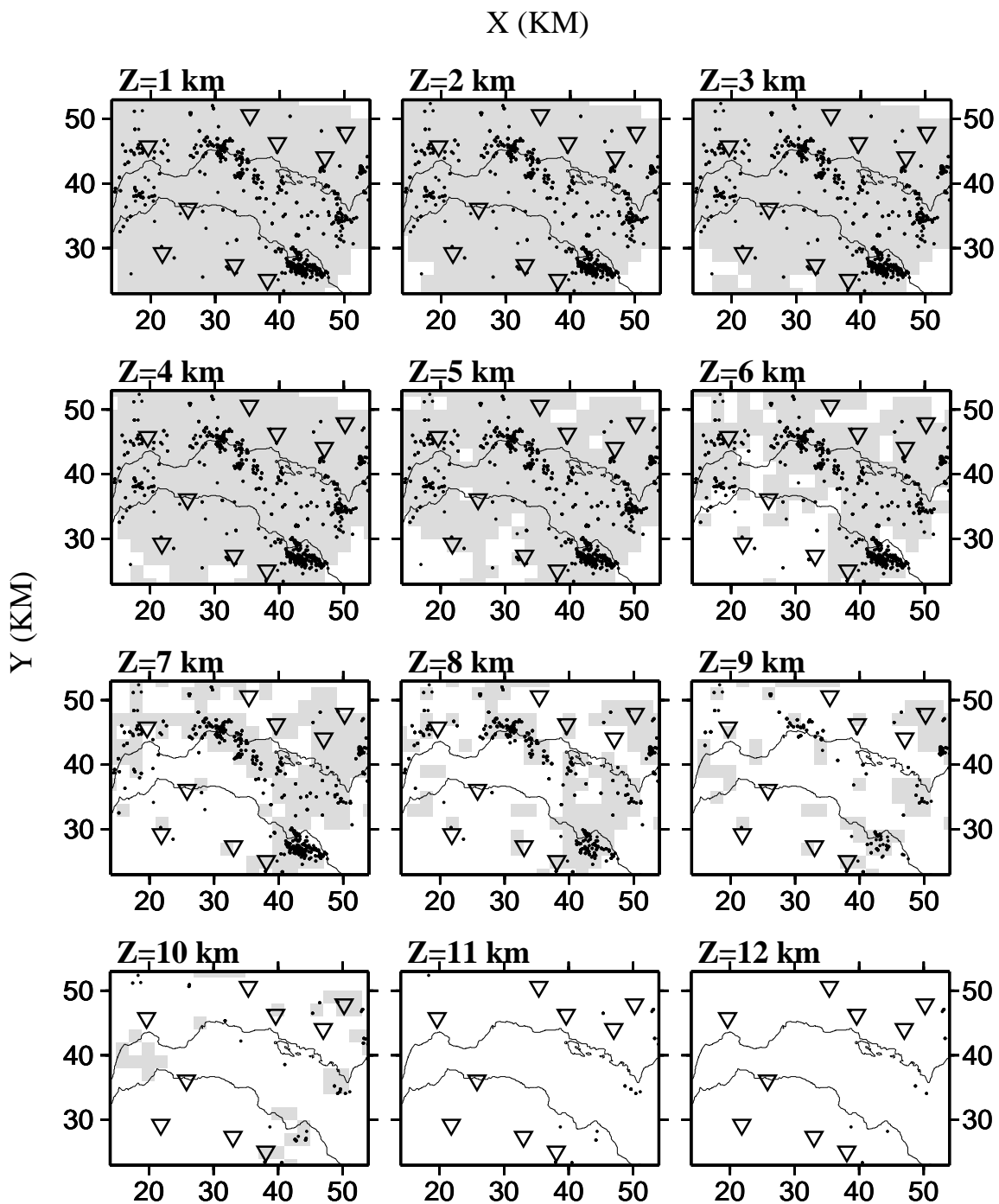


FIG. 7.3: Couverture du modèle ou distribution des points de conversion potentielle pour une onde transmise SP. Les conventions sont les mêmes que dans la figure précédente.

La grille montrée sur le figure 7.1 est constituée de points orientés disposés avec un pas de 2 km sur les deux directions horizontales et 1 km dans la direction verticale, pour un total de 3360 points. Cette discrétisation est inférieure à celle du modèle tomographique ($7 \times 7 \times 2 \text{ km}^3$) et est assez dense pour nous permettre une focalisation de l'énergie convertie.

Dans ce travail, nous présentons les résultats de la migration obtenus par la grille de $2 \times 2 \times 1 \text{ km}^3$. Néanmoins, nous avons aussi effectué une migration cinématique en utilisant une grille plus fine ($1 \times 1 \times 1 \text{ km}^3$, équivalent à 12710 points). Les résultats de cette dernière analyse montrent des distributions des attributs sismiques très semblables par rapport aux images obtenues avec la grille de $2 \times 2 \times 1 \text{ km}^3$. En effet, cette discrétisation représente une limite inférieure qui est liée à notre capacité de résolution spatiale des structures en profondeur.

Pré-traitement des données

Afin d'augmenter le rapport signal sur bruit, tous les signaux analysés ont été filtrés en utilisant un filtre Butterworth passe-bas non déphasant (zéro-phase shift), avec une fréquence de coupure de 10 Hz.

Les lectures des temps de première arrivée P (TP) et S (TS) ont été utilisées pour supprimer l'énergie associée à ces arrivées sur les sismogrammes. Cette opération ("mute") est nécessaire pour éliminer des images migrées les artéfacts dus à une fausse interprétation de ces énergies en terme d'énergies converties.

En imposant une marge temporelle $\Delta t = 0,2 \text{ s}$, nous avons supprimé l'amplitude des sismogrammes depuis le début de la trace jusqu'au temps $TP + \Delta t$ et du temps $TS - \Delta t$ jusqu'à la fin du sismogramme. Ce choix précautionneux d'appliquer un "mute" avec une marge de 0,2 s avant la première arrivée S réduit ultérieurement la partie utile du sismogramme pour la migration. Cependant, un tel choix nous permet de prendre en compte les éventuelles erreurs de lecture sur la phase S et d'éviter ainsi que cette phase particulièrement énergétique ne soit introduite par erreur dans le processus de migration.

Dans ce travail, nous n'effectuons aucun type de correction de la fonction source. L'utilisation d'enregistrements de tremblements de terre demanderait, en effet, une étude spécifique de cette fonction pour chaque source (mécanisme focal, durée de la fonction source, effet de directivité). Cependant, le type de sommation que nous utilisons nous permet de négliger l'effet de la source au premier ordre. Le seul paramètre important est l'amplitude maximale des signaux qui est très variable, en partie à cause de la différence de magnitude entre les sources.

Pour corriger ces effets sur le signal, une attention particulière a été portée sur l'opération de normalisation. Puisque nous avons à disposition les trois composantes du signal, la normalisation des sismogrammes a été effectuée sur la base de la plus grande valeur d'amplitude calculée sur les trois composantes (norme calculée sur les trois composantes du signal). Après certains tests sur les données, nous avons observé que la normalisation effectuée sur les traces "avant" l'opération de "mute" ne permettait pas de comparer de manière satisfaisante les signaux de tremblements de terre différents, à cause des différents mécanismes focaux et de la position station-source. Au contraire, nous avons observé que la normalisation exécutée "après" l'opération de "mute" permet de mieux comparer les signaux compris entre la première arrivée P et la première arrivée S. C'est donc ce type de normalisation que nous avons appliqué.

Dans ce travail, nous avons traité les trois composantes du signal de façon simple. En supposant qu'aux stations la direction de propagation de l'onde convertie soit presque verticale, nous avons considéré le produit des composantes horizontales pour mettre en évidence les arrivées PS et l'enveloppe du signal de la composante verticale pour mettre en évidence les arrivées SP. Nous sommes conscients que cette hypothèse représente une forte simplification. En premier lieu, parce que nous ne considérons pas les effets de la propagation locale (c'est-à-dire en dessous des stations). En outre, étant donnée la géométrie des sources, les phases SP souffrent particulièrement de cette

approximation, car les rayons qui arrivent aux stations sont souvent éloignés de la verticale.

Cependant, malgré cette importante simplification, le choix que nous avons fait nous permet de focaliser avec succès les différentes arrivées des ondes converties. Une opération nécessaire, dans le futur, serait d'intégrer dans le processus de migration des techniques d'analyse et/ou de filtrage basées sur la polarisation des ondes.

7.3 Exemple de migration cinématique par point diffractant

Avec ce premier exemple, nous avons voulu vérifier l'applicabilité de la technique de migration cinématique à nos données, sans imposer aucun type de contrainte concernant l'orientation de l'interface locale. En pratique nous avons effectué une migration cinématique par point diffractant selon une approche type Born. Dans cette approche, la sommation des sismogrammes au temps τ est réalisée sans aucun type de pondération.

Nous présentons ici un exemple de migration de phases PS transmises pour une configuration à récepteur commun. Sur les figures 7.4 et 7.5 sont représentées les cartes d'attributs sismiques calculés pour 237 tremblements de terre enregistrés à la station KAMB. Les attributs représentés quantifient la capacité de réémission du milieu en terme d'énergies PS transmises. Leurs valeurs ont été normalisées par la valeur la plus grande observée. Elles sont donc comprises entre 0 et 1. En gris sont représentées les zones du modèle pour lesquelles nous n'avons obtenu aucune valeur, après sommation. Ceci survient lorsque le temps de propagation de la phase le long du parcours source-point-diffractant-station est supérieur au temps de première arrivée de l'onde S. Dans ce cas, en effet, l'amplitude du sismogramme utilisée dans l'opération de sommation locale est nulle, à cause de l'application du "mute" dans le pré-traitement du signal.

Après le processus de migration, l'énergie convertie semble être focalisée dans certaines zones du milieu. Les valeurs maximales sont distribuées dans l'espace selon des pseudo-ellipses de migration. Il s'agit d'un type d'artéfact, souvent observé en sismique, qui est typique de configurations présentant une redondance insuffisante de données.

L'application d'une approche par point diffractant aux données de sismique passive est possible, mais demande une quantité beaucoup plus importante de données, afin de pouvoir reconstruire la géométrie des horizons sismiques en profondeur.

Dans notre cas, la quantité de données à disposition rend une telle approche inapplicable.

7.4 Exemple de migration cinématique par point orienté

L'introduction d'une interface locale en chaque point de la grille (points orientés) permet d'introduire une analyse locale dans le processus de migration.

L'orientation de l'interface locale est définie par son vecteur normal, c'est-à-dire par un azimuth (angle par rapport au nord) et une inclinaison (angle par rapport à la verticale).

Dans le processus de migration, l'orientation n'est pas fixée a priori. En chaque point de la grille de calcul nous définissons un ensemble d'orientations possibles des interfaces locales. Ces orientations sont choisies à l'intérieur d'un intervalle de variation des valeurs d'azimut et d'inclinaison.

Pour chaque point de la grille et pour chaque orientation possible de l'interface locale, nous calculons une sommation locale pondérée. En chaque point, la meilleure fonction sommation nous fournit l'orientation de l'interface qui correspond à la meilleure focalisation de l'énergie convertie localement. De cette manière, nous obtenons non seulement une carte d'attributs en fonction de la capacité de réémission du milieu, mais aussi une carte de l'orientation locale (azimut et inclinaison) des interfaces possibles.

Dans l'exemple que nous présentons, nous avons considéré la même configuration source-station que dans l'étude précédente par point diffractant. L'orientation de l'interface locale est choisie parmi

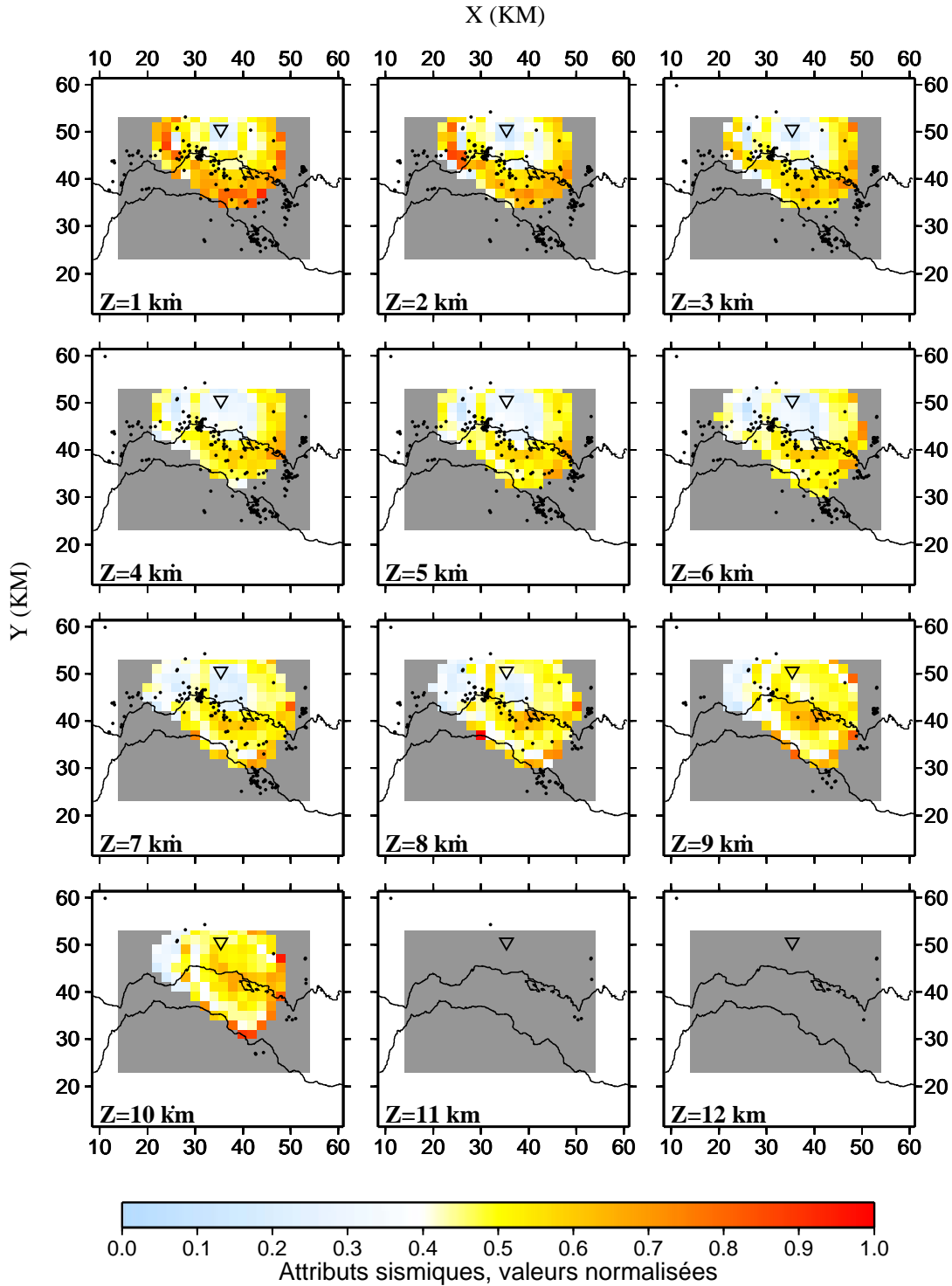


FIG. 7.4: Carte des attributs sismiques obtenus par migration cinématique des phases PS transmises (approche type Born ou par point diffractant). Les données utilisées sont les enregistrements de 237 tremblements de terre sur la station KAMB. Ces valeurs, représentant la capacité de réémission du milieu, sont obtenues par l'intermédiaire d'une sommation normalisée du produit des composantes horizontales. Les coupes horizontales sont réalisées pour différentes profondeurs. Sur chaque coupe, les points noirs représentent tous les tremblements de terre localisés en dessous de la profondeur considérée. Le triangle inversé indique la position de la station KAMB.

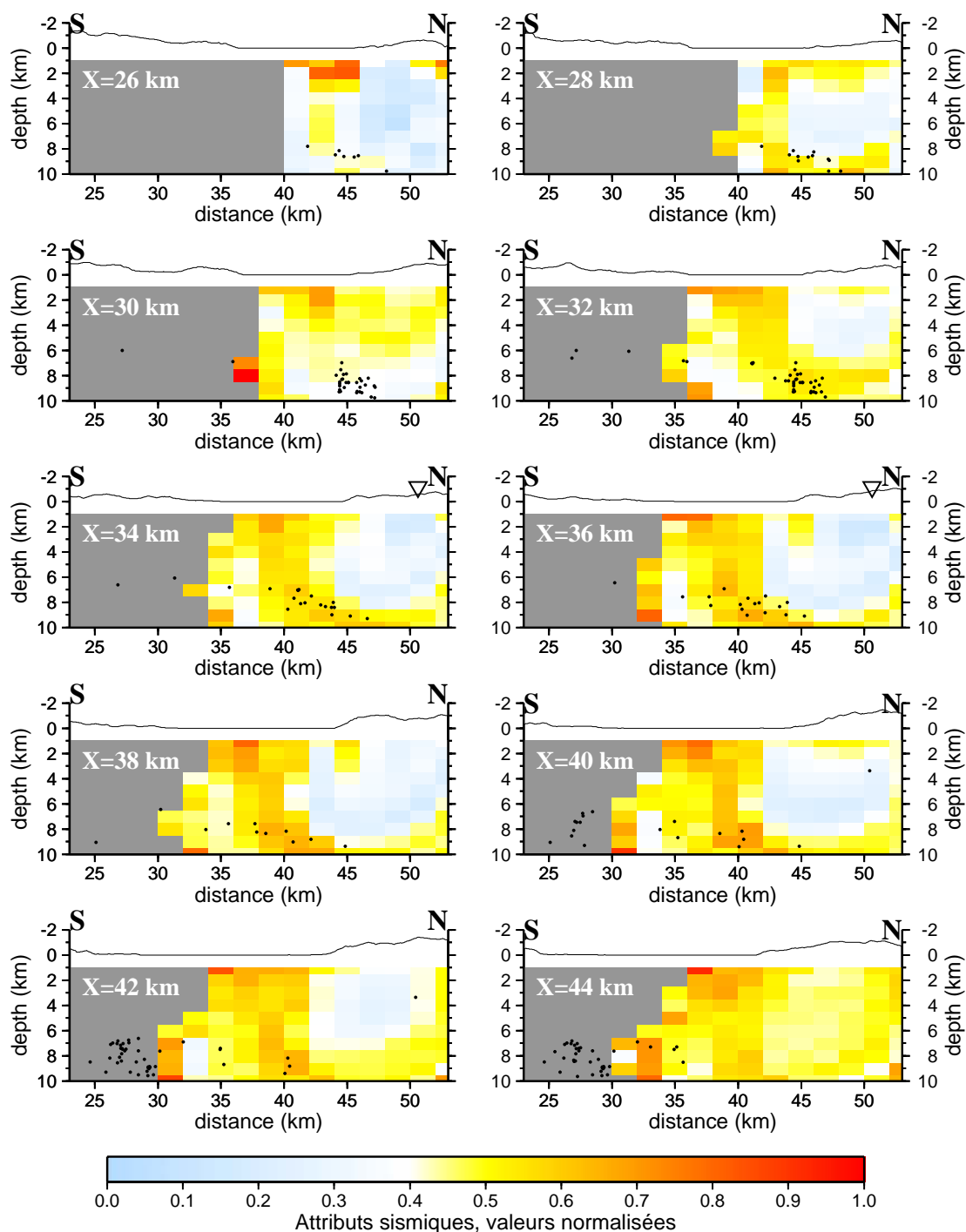


FIG. 7.5: Coupes verticales orientées SN de la carte des attributs sismiques montrée dans la figure précédente (approche type Born ou par point diffractant). La position, selon l'axe X des coupes YZ, est indiquée sur chaque figure. Les tremblements de terre (points noirs) ont été localisés dans un intervalle de ± 2 km autour de la position de chaque coupe.

des azimuts qui varient entre 0° à 360° , avec un pas d'échantillonnage de 30° , et des inclinaisons qui varient entre 0° à 30° , avec un pas de 10° . Le choix de ces intervalles de variation et des pas d'échantillonnage reflète le vaste choix des orientations possibles pour chaque point.

L'introduction d'une interface locale (point orienté) nous permet de mieux focaliser l'énergie convertie dans certaines zones particulières du modèle (figure 7.6). Cette énergie est concentrée surtout entre 8 et 10 km de profondeur, aux environs de l'île de Trizonia ($X=40$, $Y=42$). Par rapport au résultat obtenu avec la technique de migration par point diffractant (figure 7.4), les fortes énergies converties localisées autour de la station (profondeurs comprises entre 1 et 7 km) n'apparaissent plus. En effet ces structures "plus énergétiques" sont incompatibles avec la présence d'interfaces locales ayant des angles d'inclinaison inférieurs à 30° .

Les figures 7.7 et 7.8 montrent, respectivement, les cartes d'azimut et d'inclinaison des interfaces locales qui ont fourni la meilleure focalisation de l'énergie convertie. Chaque pixel des figures correspond à un point centré sur une interface locale. Dans la première figure, les couleurs indiquent l'azimut associé à la meilleure sommation obtenue. Nous remarquons clairement qu'il n'existe pas d'orientation préférentielle des interfaces. Au contraire, à toutes les profondeurs, la géométrie de l'ensemble des interfaces locales décrit des pseudo-ellipses de migration centrées sur la position de la station.

Les cartes d'inclinaison (figure 7.8) nous conduisent à la même conclusion. À chaque profondeur, les interfaces locales sont plus inclinées aux bords de l'image et moins inclinées au centre de l'image, définissant ainsi des géométries de structures concaves semblables à celles observées dans l'exemple de migration par point diffractant.

Ceci nous porte à conclure que les images obtenues sont encore entachées d'artéfacts liés à notre couverture limitée. En effet, il n'est pas possible de contraindre la géométrie des interfaces locales, bien que les images des attributs sismiques nous indiquent l'existence de zones ayant une capacité élevée de réémission de l'énergie convertie.

Ce type de migration a été appliqué aux données enregistrées sur deux autres stations situées près de la station étudiée. Les résultats, qui sont présentés dans l'annexe C, sont très semblables et confirment nos conclusions.

Quoique prometteuse, cette procédure est toutefois actuellement inapplicable aux données à notre disposition. Encore une fois, nous aurions besoin d'un nombre significativement plus grand de données et d'une meilleure couverture. Pour pallier un tel manque, nous sommes donc obligés d'imposer une contrainte supplémentaire en considérant des interfaces locales horizontales.

7.5 Exemple de migration cinématique par interface locale horizontale

Puisque l'étude par interface à orientation variable ne nous permet pas de déterminer une géométrie spécifique, nous imposons une seule orientation à l'interface locale. Nous avons choisi une interface locale horizontale qui représente la géométrie la plus simple possible.

De cette manière, nous ne cherchons plus la géométrie à l'intérieur du processus de migration (c'est-à-dire l'orientation locale fournie par la meilleure sommation). Au contraire, la géométrie des horizons sismiques est reconstituée a posteriori, sur la base de la corrélation spatiale entre points orientés voisins.

Cette approche nous reconduit vers l'exemple par interface plane présenté dans le chapitre 6. En effet, son principe est très similaire. Cependant, d'un point de vue technique, les deux approches restent différentes. L'exploration par interface locale horizontale est plus souple et rapide qu'une exploration de type essai-erreur sur toutes les interfaces possibles.

Nous considérons la même configuration source-station utilisée dans les exemples précédents (station KAMB). L'énergie transmise PS se focalise principalement sur une région restreinte, à

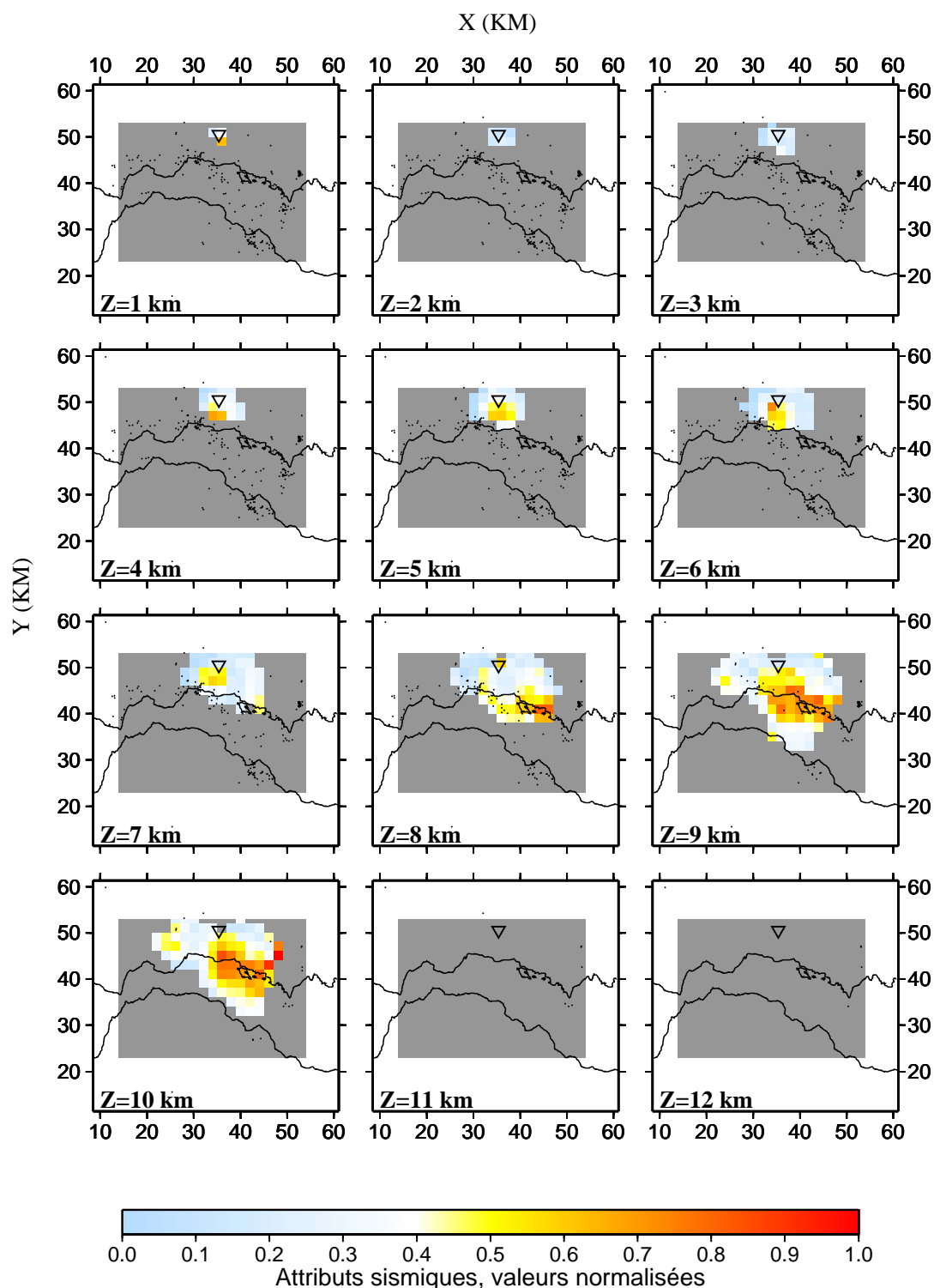


FIG. 7.6: Station KAMB : cartes des attributs sismiques (coupes horizontales) obtenus par migration des phases PS transmises avec une interface locale orientée selon différents azimuts ($0 \leq az < 360$) et inclinaisons ($0 \leq in < 30$). La migration est effectuée pour une configuration à récepteur commun. L'introduction d'une pondération cinématique associée aux points orientés permet une majeure focalisation de l'énergie convertie dans certaines zones du modèle ($Z=8-10$ km).

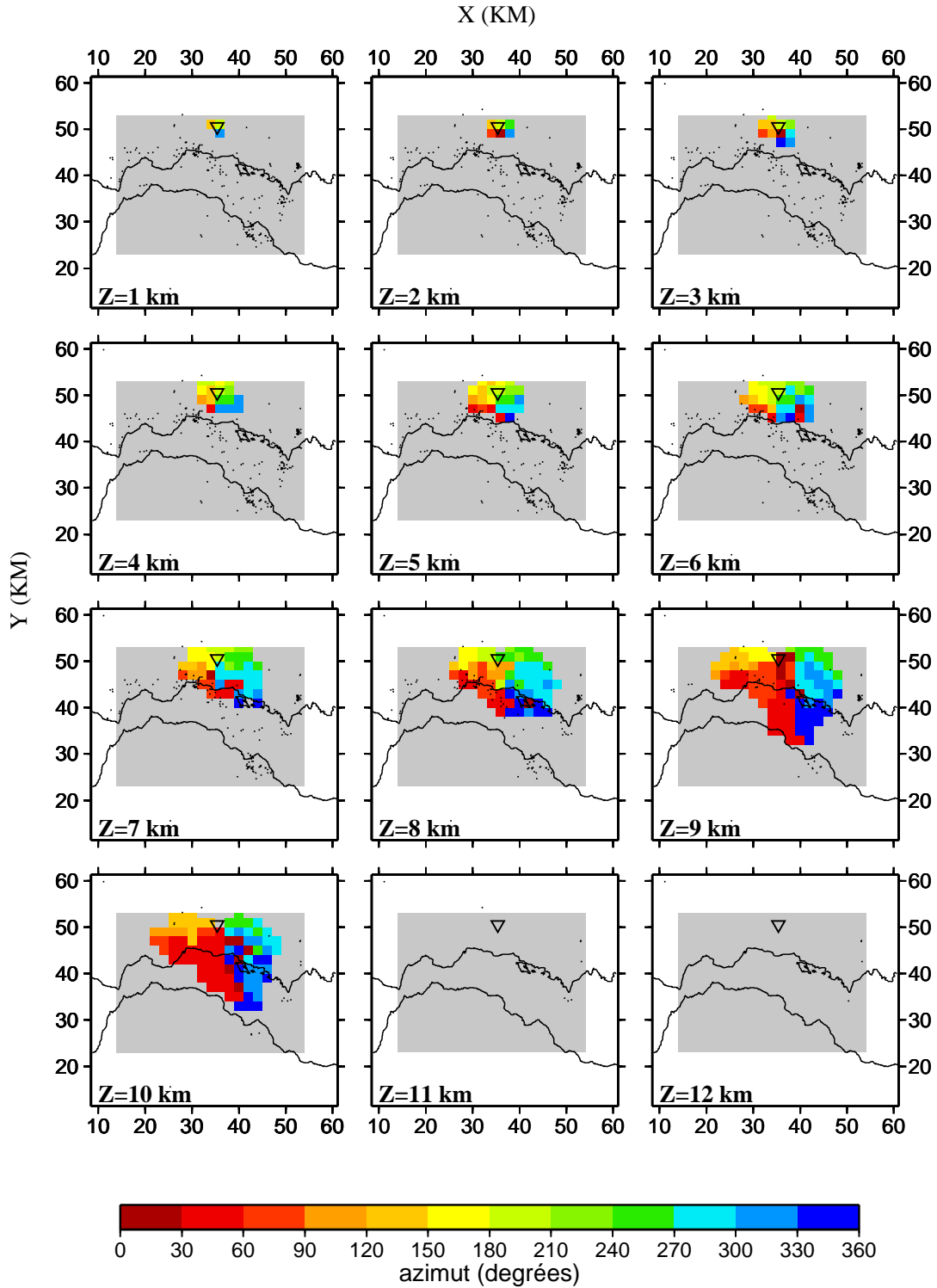


FIG. 7.7: Station KAMB : cartes des azimuts des interfaces locales obtenus par migration des phases PS transmises avec une interface locale orientée selon différents azimuts ($0 \leq az < 360$) et inclinaisons ($0 \leq in < 30$). L'orientation des interfaces selon des pseudo-ellipses de migration (voir aussi la figure suivante) montre clairement la difficulté de contraindre ce paramètre à cause du manque de redondance des données.

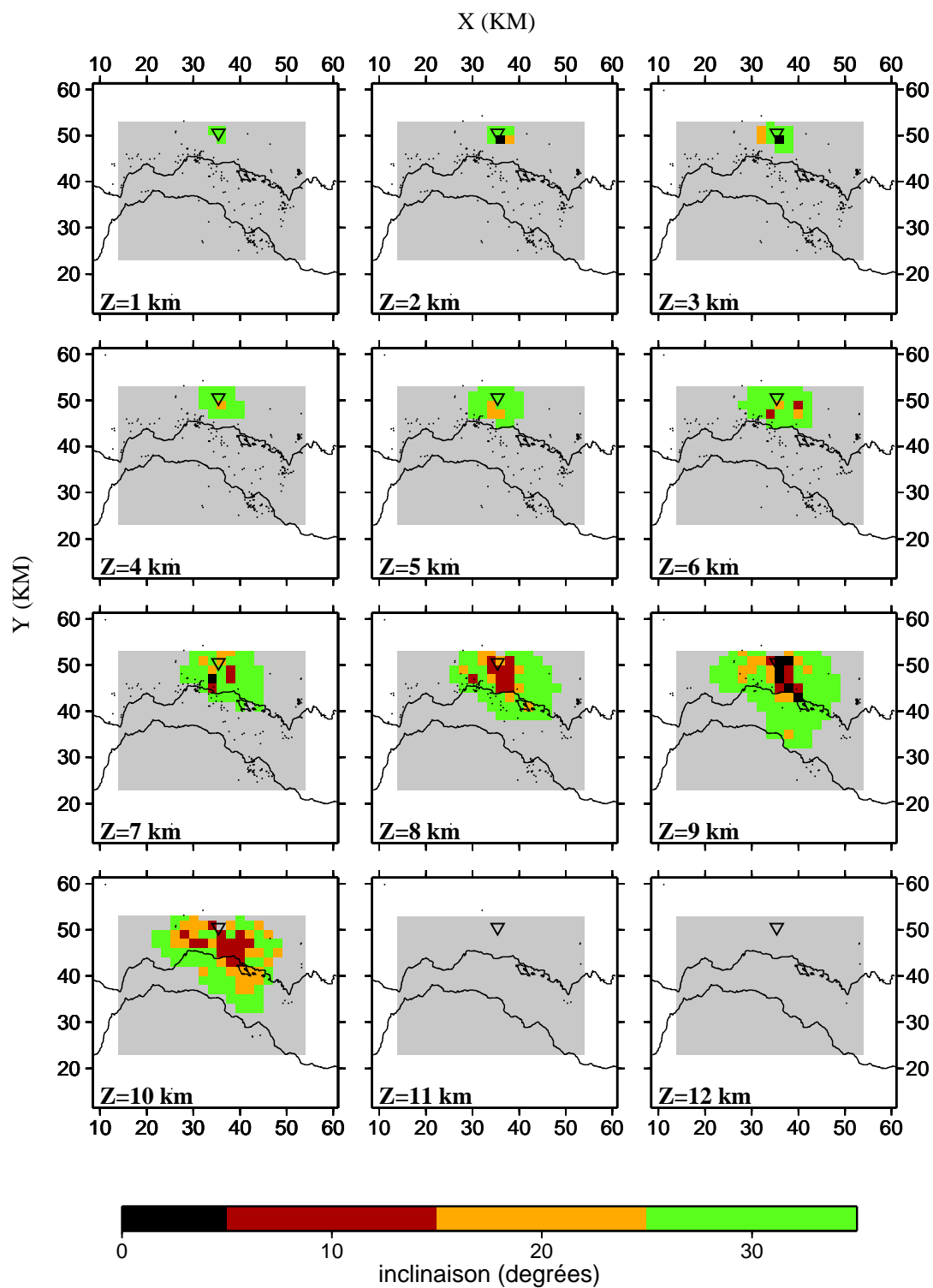


FIG. 7.8: Station KAMB : cartes des inclinaisons des interfaces locales. La pente des interfaces suit la forme de pseudo-ellipses de migration.

environ 6 km de profondeur en dessous de la station (figure 7.9). En effet, le choix de l'orientation locale de l'interface entraîne une position différente en profondeur des horizons sismiques observés dans l'étude précédente.

Afin de mieux comprendre le processus allant des données jusqu'à l'image migrée représentée dans la figure 7.9, nous développons un exemple de la démarche suivie pour définir l'attribut sismique en un point particulier.

Considérons un point grille orienté, ayant une interface locale horizontale et localisé aux coordonnées $X=36$, $Y=47$, $Z=6$ (figure 7.10). Nous remarquons que tous les sismogrammes ne contribuent pas à la construction de l'image migrée, mais seulement ceux ayant un coefficient de pondération supérieur à 0,5. Les tremblements de terre associés à ces sismogrammes (91) sont indiqués dans la figure (figure 7.10). La taille des symboles est proportionnelle au coefficient de pondération estimé. Les rayons et les temps de propagation de la phase PS transmise pour ce point orienté sont calculés dans les modèles tomographiques P et S pour chaque couple source-récepteur (figure 7.11).

Dans la figure 7.12 sont représentées deux sections sismiques qui contiennent l'ensemble des 91 sismogrammes. La première section correspond à la composante verticale, la deuxième au produit des composantes horizontales. Le temps τ , c'est-à-dire le temps de propagation de la phase PS transmise, est utilisé pour décaler en temps les traces, de façon à aligner l'arrivée PS sur le temps $t=0$. Le pré-traitement des signaux est réalisé selon la procédure précédemment décrite (section 7.2). Une phase particulièrement énergétique apparaît sur la section des composantes horizontales autour du temps zéro, tandis qu'aucune phase n'est observable de façon claire sur la composante verticale.

Nous remarquons que les phases ne sont pas parfaitement alignées au temps $t=0$. Toutefois, l'introduction, dans la procédure de sommation, d'une correction locale des traces sur une fenêtre temporelle de $\pm 0,2$ s nous permet de tenir compte des écarts du temps d'arrivée de la phase par rapport au temps $t=0$.

La figure 7.13 montre les mêmes sections sismiques obtenues pour le carré de l'amplitude des traces, pondérées par le coefficient cinématique. Les lignes rouges indiquent la bande à l'intérieur de laquelle nous cherchons l'amplitude maximale du signal à sommer. Cette valeur est celle que nous utilisons durant l'opération de sommation locale. Il faut noter que la phase identifiée est plus difficile à visualiser dans cette représentation, parce que l'on perd la corrélation spatiale entre les formes d'onde en regardant le carré de l'amplitude.

Prenons, par exemple, un autre attribut déterminé sur le point de coordonnées $X=36$, $Y=47$, $Z=6$ km (figure 7.14).

Les sismogrammes qui contribuent à la construction de l'attribut en ce point correspondent à des tremblements de terre localisés dans une autre zone que la région étudiée. Une partie de ces tremblements de terre appartient à un essaim de point situé au nord-est de la péninsule de Psaromita.

Les sismogrammes associés à cet essaim peuvent être facilement localisés sur les sections sismiques. La phase étudiée, qui génère une valeur élevée de l'attribut en ce point, est observable autour du temps $t=0$. Elle reste à l'intérieur de la fenêtre temporelle de ± 0.2 s utilisée pour la sommation (ligne rouge).

Il est intéressant de noter que cette phase est identifiable aussi sur la composante verticale (voir la section de gauche), grâce à la cohérence spatiale entre formes d'onde appartenant au même essaim (traces no 14-35). Cependant, cette même phase se perd complètement dans le bruit quand nous considérons des sismogrammes n'appartenant pas à l'essaim (par exemple traces no 1-13). En revanche, les amplitudes associées à la phase PS sont bien visibles sur les sismogrammes compris entre la trace 1 et la trace 13, si nous considérons le produit des composantes horizontales (section en bas à gauche). Dans ce cas, nous mettons en évidence la présence de fortes énergies converties et polarisées sur les composantes horizontales malgré la différence entre les formes d'onde. Le manque de corrélation entre formes d'onde est un des motifs pour lesquels nous n'avons pas introduit dans

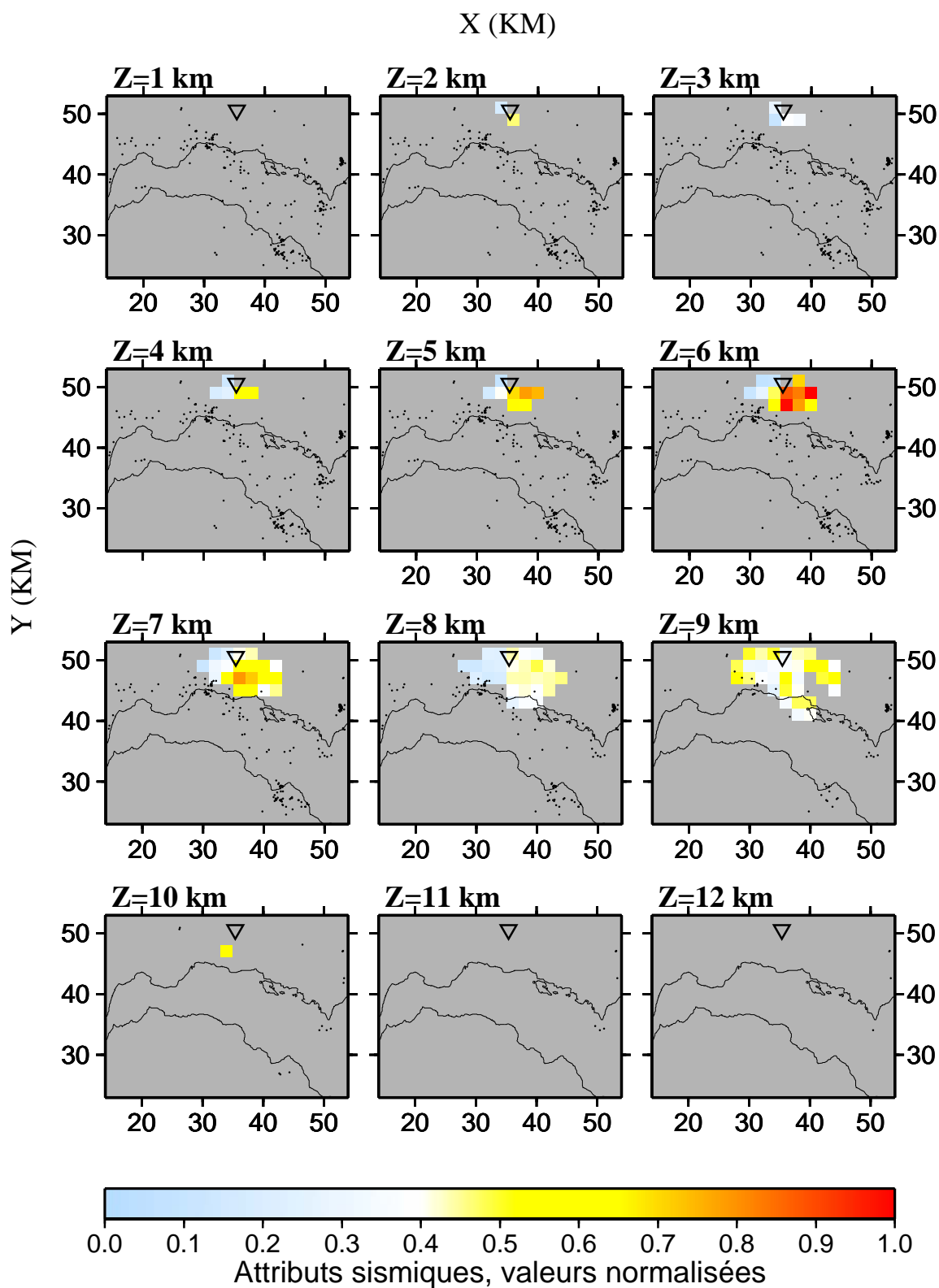


FIG. 7.9: Cartes des attributs sismiques obtenus par migration des phases transmises PS par interface locale horizontale. Les cartes ont été construites à partir des données enregistrées à la station KAMB.

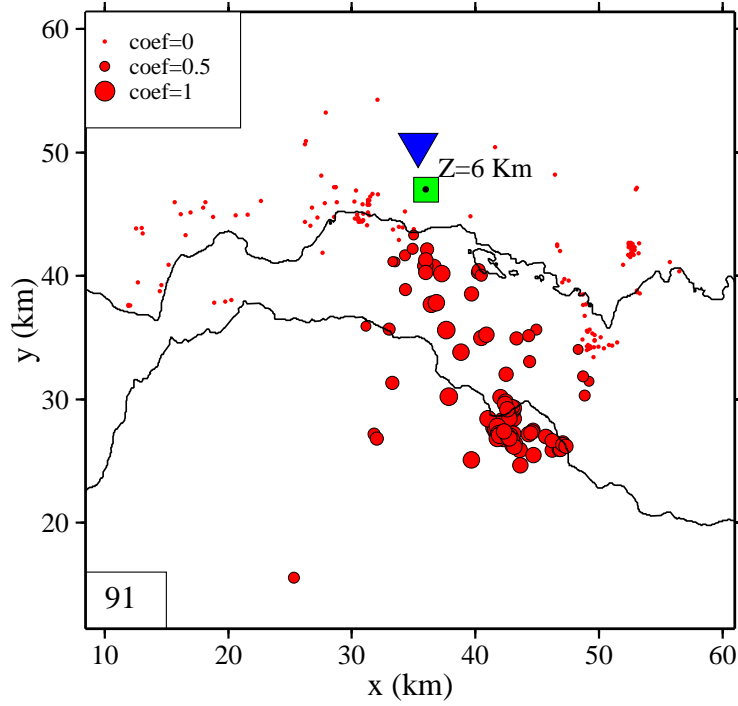


FIG. 7.10: Carte de la configuration station-source-point-orienté utilisé pour obtenir l'image migrée dans le point $X=36$, $Y=47$, $Z=6$ (figure 7.9). Le triangle inversé indique la position de la station KAMB, le carré vert représente le pixel associé au point orienté et les cercles rouges indiquent les tremblements de terre utilisés. La taille des cercles rouges est proportionnelle à la valeur du coefficient de pondération employé dans l'opération de sommation. Les sismogrammes qui effectivement contribuent à la construction de l'attribut sismique (coefficient de pondération cinématique 0,5) sont 91.

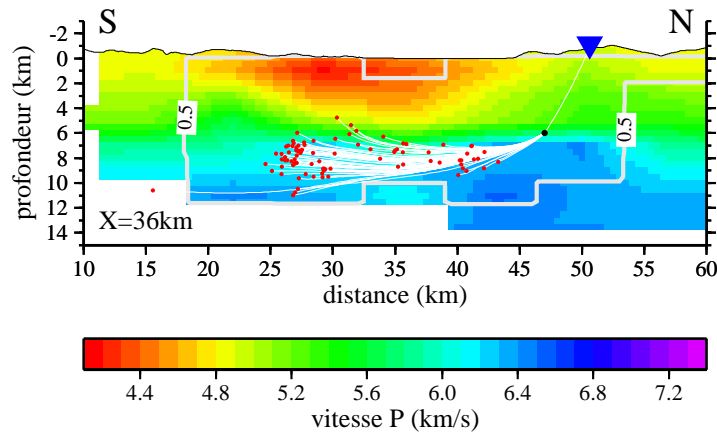


FIG. 7.11: Coupe SN du modèle de vitesse P passant par la position du point orienté étudié ($X=36$ km). La ligne grise délimite la zone résolue du modèle tomographique. Les points rouges représentent la projection, sur les coupes, des 91 tremblements de terre qui contribuent constructivement à l'image migrée au point orienté. Les lignes blanches montrent les parcours des rayons calculés dans le modèle P (parcours source-point-orienté) et dans le modèle S (parcours point-orienté-station).

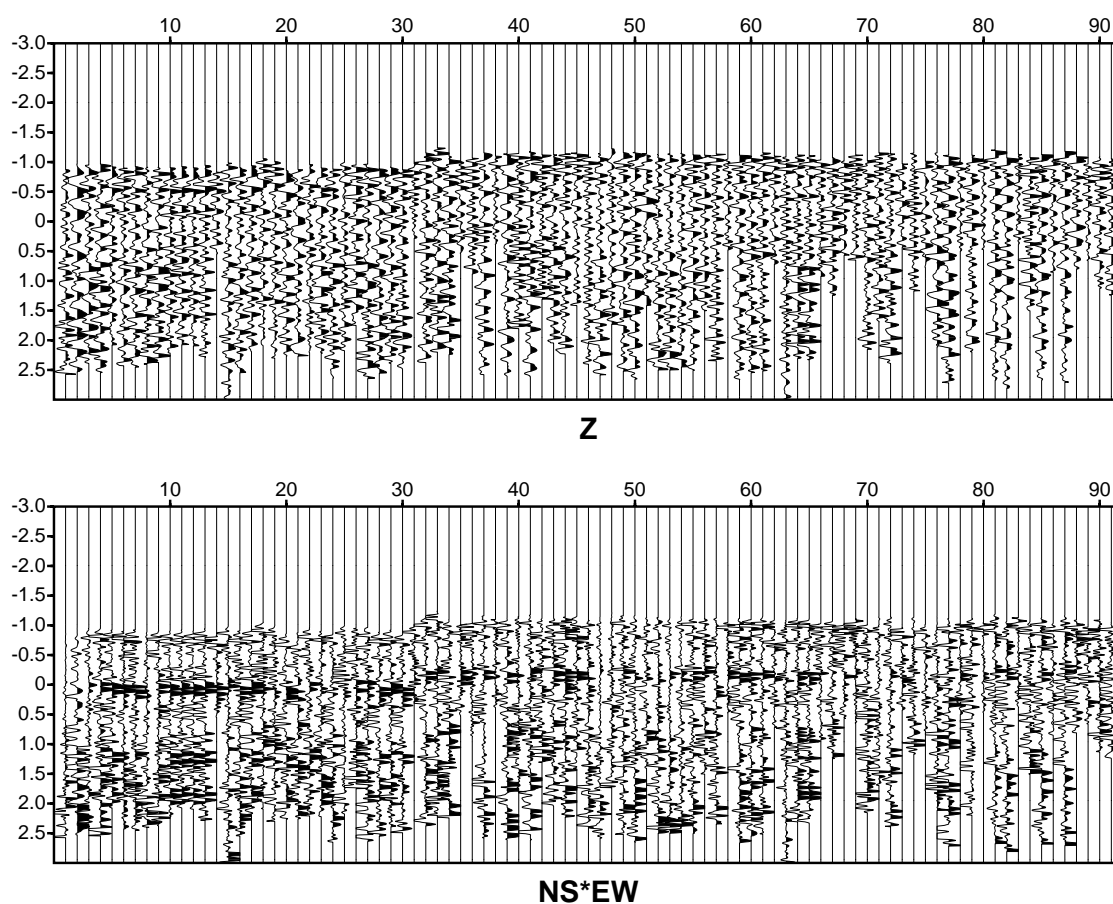


FIG. 7.12: Sections sismiques correspondant à l'ensemble des sismogrammes enregistrés à la station KAMB et qui contribuent à la détermination de l'attribut sismique dans le point indiqué sur la figure 7.10. En haut sont représentées les composantes verticales, en bas le produit des composantes horizontales. Le pré-traitement des signaux est décrit dans la section 7.2.

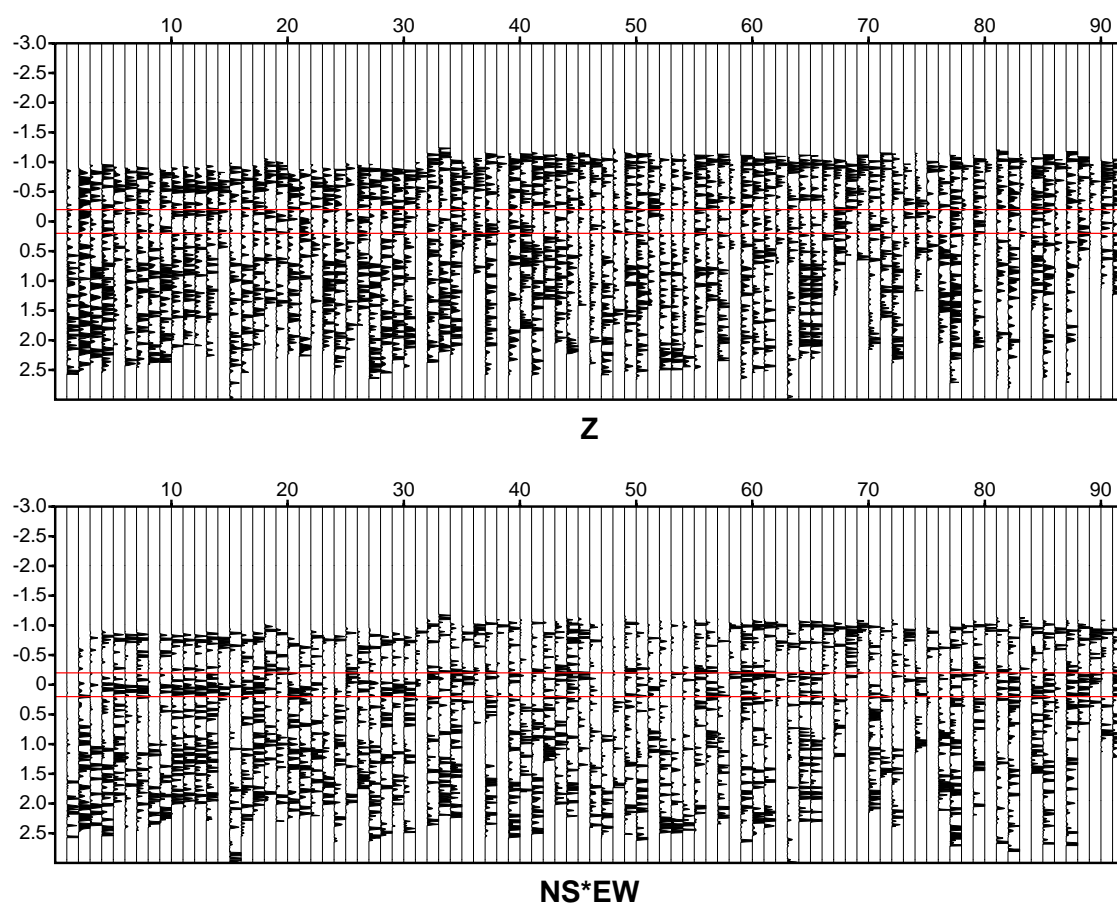


FIG. 7.13: Sections sismiques correspondant au carré de l'amplitude des traces représentées en figure 7.12 et pondérées par le coefficient cinématique. Les lignes rouges indiquent la bande à l'intérieur de laquelle nous cherchons l'amplitude maximale du signal à sommer. Par rapport à la figure précédente, les phases sont plus difficiles à identifier visuellement avec cette représentation, à cause de la perte de la corrélation spatiale entre formes d'onde.

le processus de sommation locale une étude de cross-corrélation entre traces voisines.

Cet exemple montre la difficulté d'identifier les phases converties par simple corrélation entre formes d'onde quand les tremblements de terre ont des caractéristiques différentes. Par contre, un traitement spécifique des sismogrammes et surtout une grande quantité de données peuvent aider à surmonter cette difficulté.

À titre de comparaison, nous reportons l'exemple d'un point sur lequel nous obtenons une valeur basse de l'attribut sismique (inférieure à 0,4). Dans ce cas, aucune focalisation de l'énergie convertie n'est observable (figure 7.15). Entre tous les tremblements de terre enregistrés à la station KAMB, 18 ont une valeur du coefficient de pondération cinématique supérieure à 0,5 (figure en haut à droite). De ces 18 signaux, seuls trois sismogrammes (traces 9-11) présentent une phase dans la fenêtre temporelle autour du temps $t=0$ (figure en bas à droite).

En conclusion, ces trois exemples montrent de quelle manière la focalisation de l'énergie convertie sur les sismogrammes nous permet de construire des cartes d'attributs sismiques. Cette opération est possible seulement si nous prenons en compte, dans le processus de migration, tous les "ingrédients" relatifs à :

- la propagation (modèles de vitesse et localisations précises des séismes dans des milieux hétérogènes)
- la couverture irrégulière (sommation normalisée des sismogrammes)
- les erreurs associés aux modèles et aux localisations des séismes (sommation locale avec corrections temporelles)
- la variabilité des formes d'onde (sommation quadratique des amplitudes).

Dans l'annexe D sont présentés d'autres exemples de sections sismiques construites à partir des données d'autres stations.

7.6 Migration en profondeur des phases transmises PS et SP

Une fois effectuée la migration cinématique pour chaque configuration à récepteur commun, nous avons sommé l'ensemble des cartes d'attributs sismiques (sommation globale).

Dans cette section, nous présentons les résultats finaux obtenus en imposant une interface locale horizontale en chaque point de la grille de calcul selon la procédure exposée dans les sections précédentes.

Images PS

Les cartes finales, représentées sur les figures 7.16 et 7.17, décrivent la capacité du milieu à réémettre de l'énergie convertie PS transmise. Ces cartes ont été calculées en utilisant la somme normalisée de 16 cartes d'attributs sismiques correspondant aux données enregistrées aux 16 stations sélectionnées (figure 7.1). Dans la première figure, la grille de calcul utilisée est de $2 \times 2 \times 1 \text{ km}^3$, tandis que la seconde grille est plus fine ($1 \times 1 \times 1 \text{ km}^3$).

Les valeurs représentées sur les cartes sont comprises entre 0 et 1. Elles indiquent les variations "relatives" des attributs sismiques dans le modèle : il s'agit, en effet, de valeurs normalisées par rapport à la valeur maximale mesurée sur tout le modèle. Les couleurs, du jaune au rouge, nous fournissent une image de la distribution spatiale des horizons sismiques "éclairés" par les phases PS transmises. En particulier, ces couleurs mettent en évidence les horizons sismiques les plus "énergétiques". Il est toutefois possible que d'autres horizons soient présents et identifiables dans le milieu, comme le montrent les analyses des données associées à des stations singulières. Ces horizons correspondent à des énergies PS transmises "relativement" plus faibles. Ils peuvent donc ne pas ressortir clairement sur la carte finale. Pour cette raison, il est important de souligner ici que les cartes représentées dans les figures 7.16 et 7.17, mettent en évidence seulement les horizons les "plus énergétiques" (et non les seuls) identifiés avec notre configuration source-station.

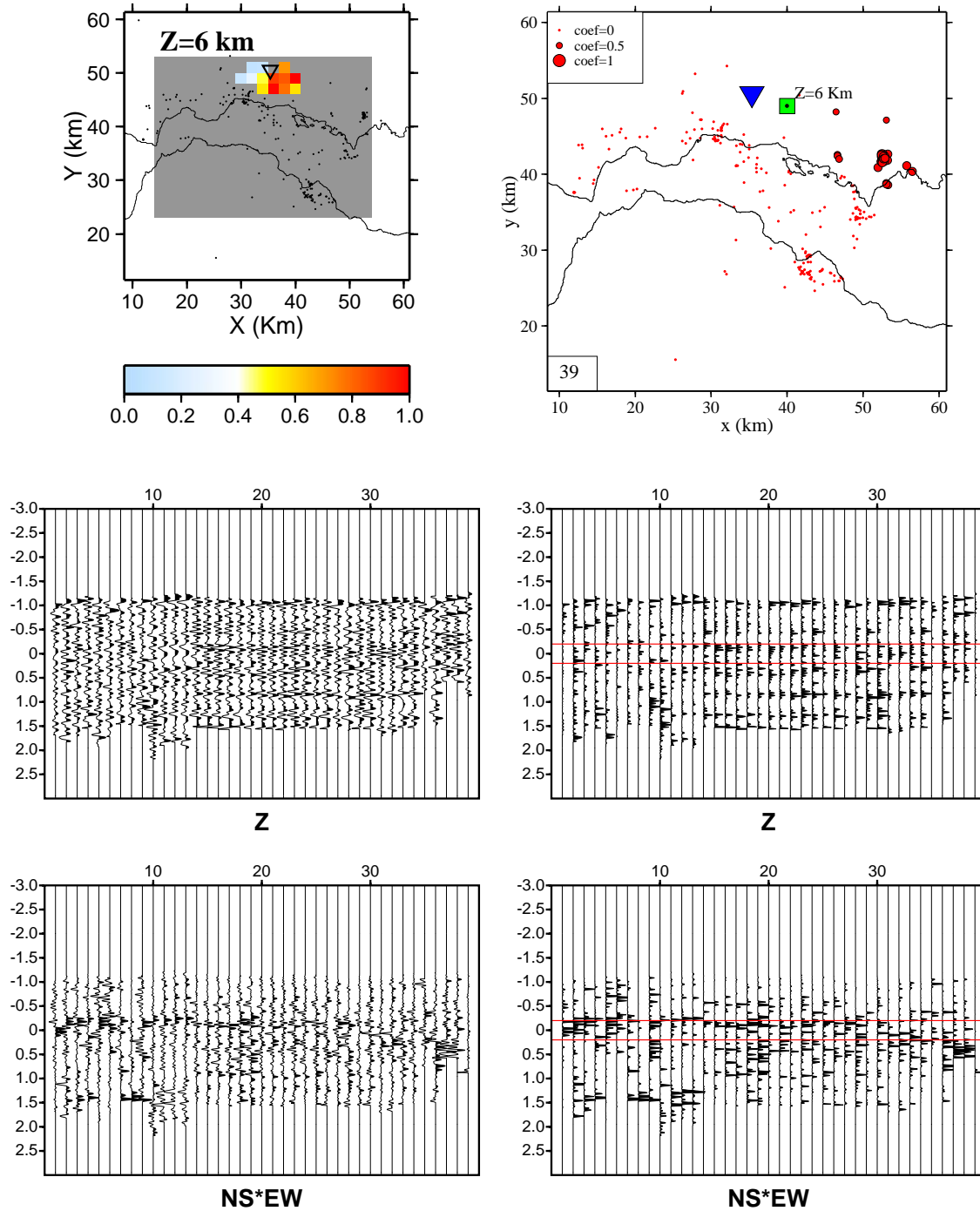


FIG. 7.14: Construction de l'attribut sismique sur le point de coordonnées $X=40$, $Y=49$, $Z=6$ km à partir des sismogrammes enregistrés à la station KAMB. En haut à gauche est représentée la coupe horizontale de la carte des attributs sismiques (figure 7.9) à 6 km de profondeur. En haut à droite, est montrée la carte des tremblements de terre qui contribuent à la construction de l'attribut au point étudié. Les conventions sont identiques à celles de la figure 7.10. En bas à gauche sont représentées les sections sismiques correspondantes à la composante verticale (Z) et au produit des composantes horizontales ($NS*EW$). À droite est représenté le carré des amplitudes du signal calculé pour les mêmes sections. La ligne rouge sur les sections sismiques délimite la bande à l'intérieur de laquelle est recherché la valeur maximale de l'amplitude utilisée dans la sommation.

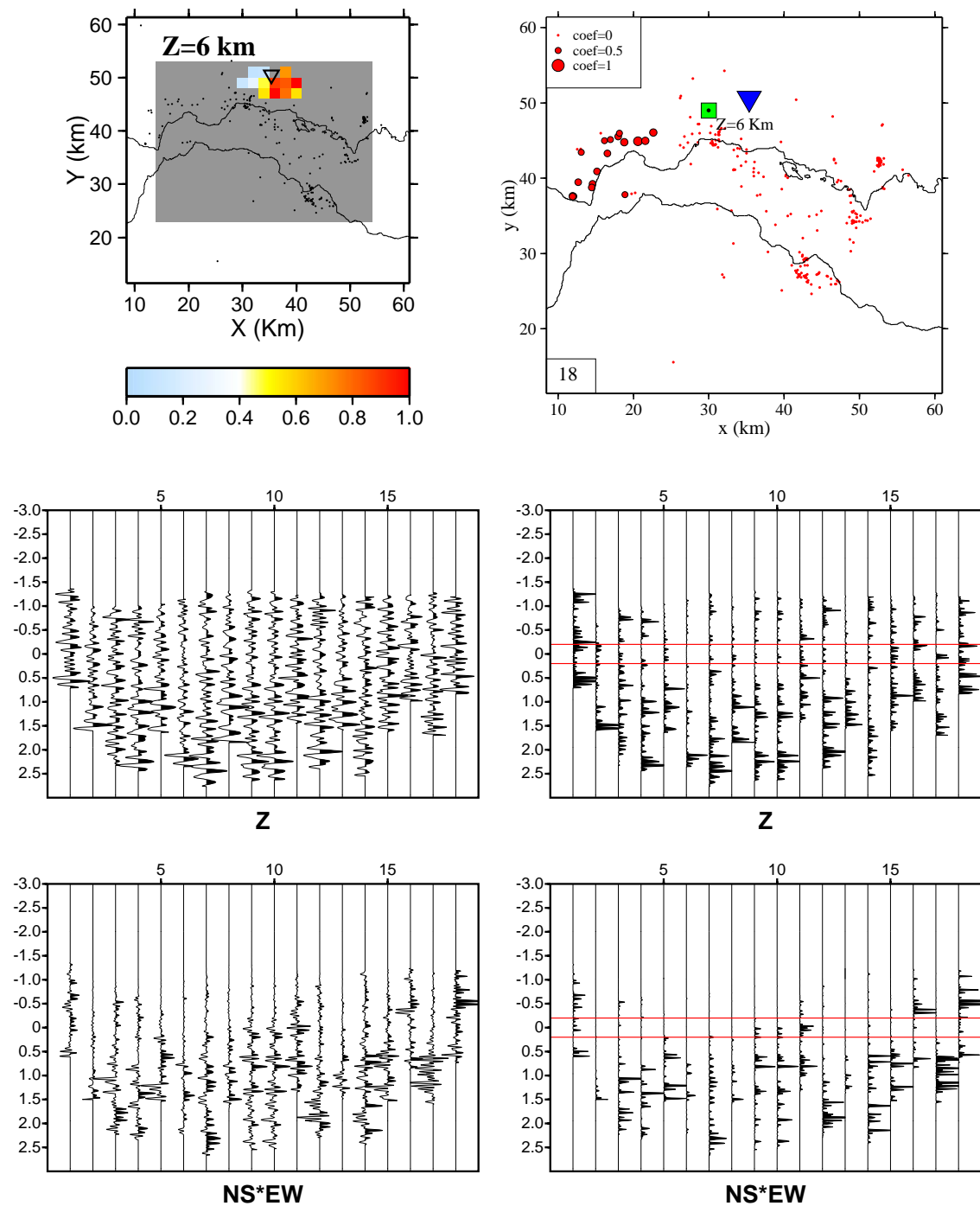


FIG. 7.15: Construction de l'attribut sismique au point de coordonnées $X=30$, $Y=49$, $Z=6$ km à partir des sismogrammes enregistrés à la station KAMB. Les conventions sont les mêmes utilisées dans la figure précédente.

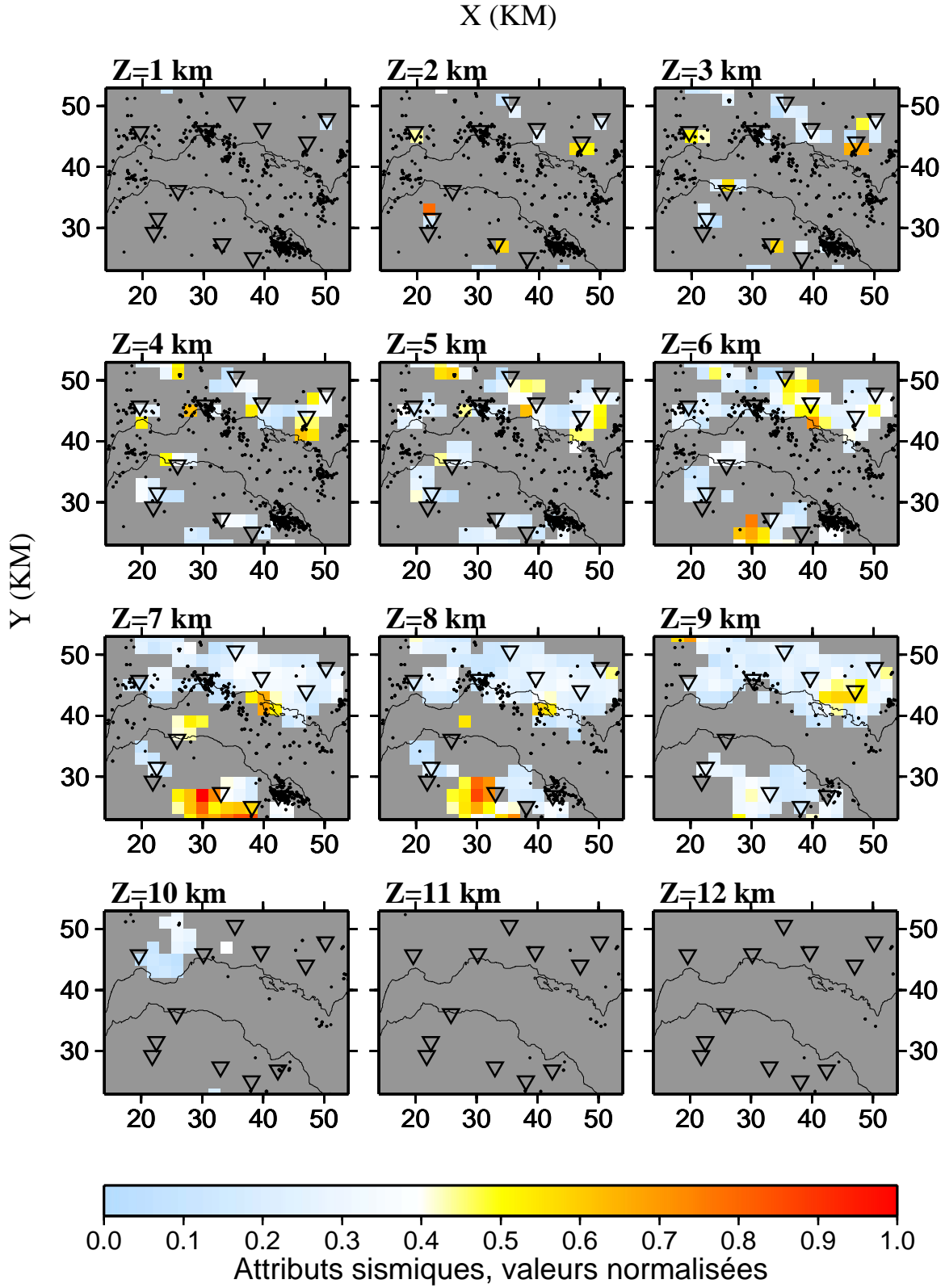


FIG. 7.16: Coupes horizontales de la carte d'attributs sismiques construite, par sommation globale, à partir des résultats de la migration cinématique par point orienté avec interface locale horizontale. Les valeurs des attributs sismiques sont normalisées par rapport à la valeur maximale mesurée sur tout le modèle. La grille de calcul utilisée dans le processus de migration est de $2 \times 2 \times 1$ km³.

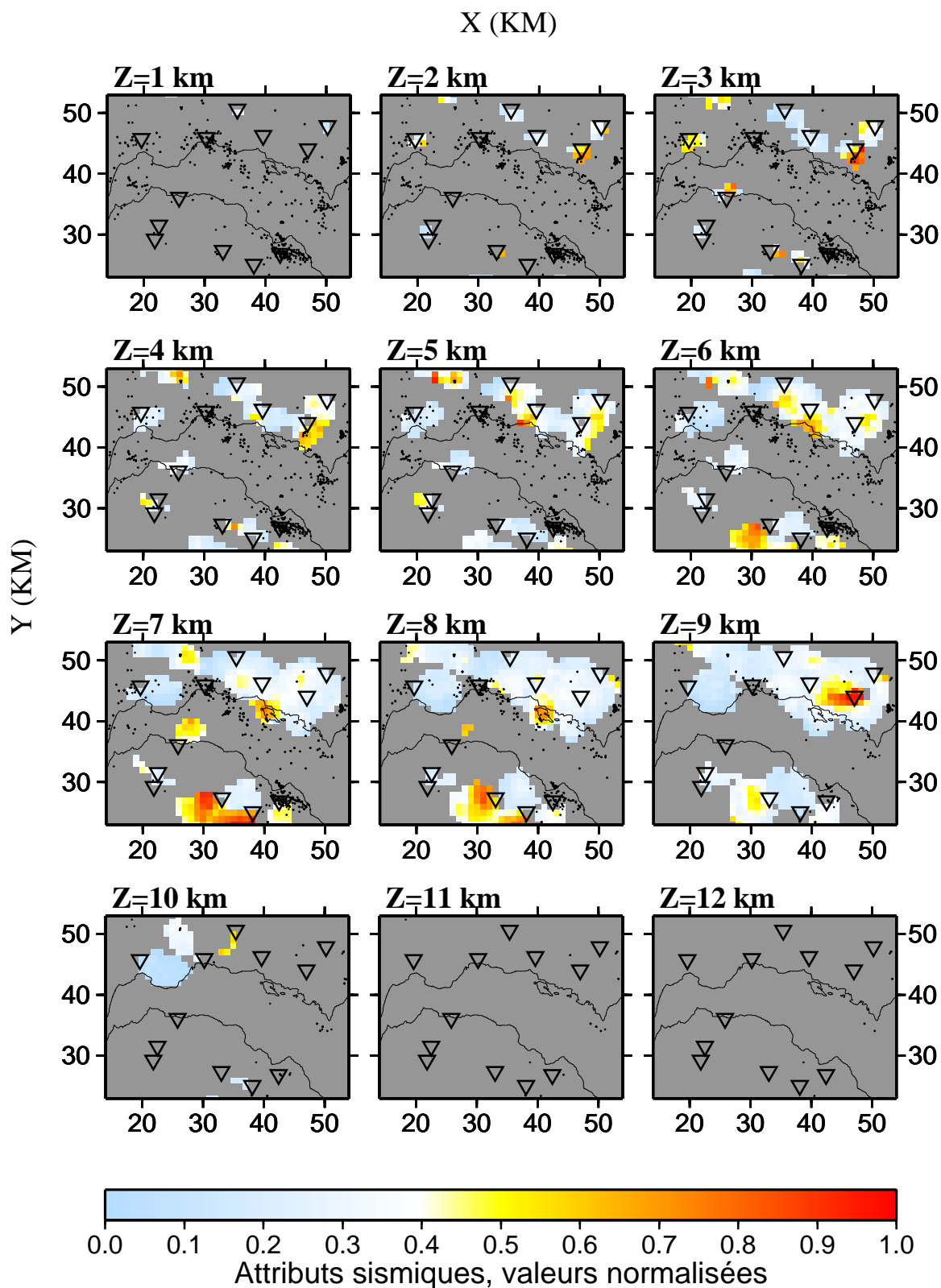


FIG. 7.17: Même image que la précédente, obtenue pour un maillage de la grille de calcul de $1 \times 1 \times 1 \text{ km}^3$. La géométrie et la position en profondeur des horizons sismiques sont très semblables par rapport à la figure précédente.

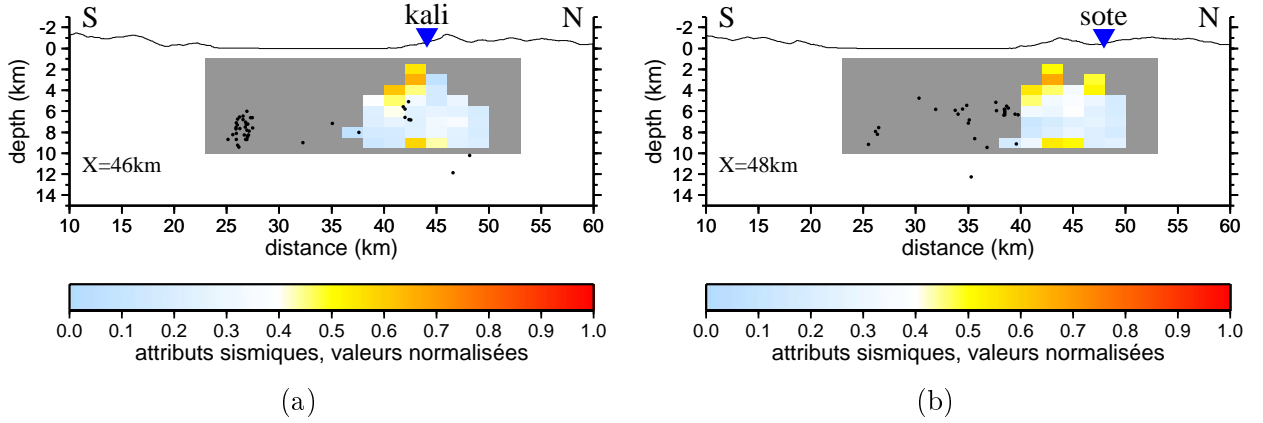


FIG. 7.18: a) Coupe SN de la carte des attributs sismiques à la coordonnée $X=44$ km. L'image montre un horizon superficiel (2-4 km) identifié par l'analyse des données enregistrées à la station KALI. Cet horizon a été déjà observé grâce à l'analyse par interface présentée dans le chapitre 6. Un horizon profond est lui aussi présent à environ 9 km de profondeur. b) Coupe SN de la carte des attributs sismiques à la coordonnée $X=48$ km. Il s'agit de la zone située à l'est de la coupe montré sur la figure (a). L'horizon sismique en correspondance de la station SOTE semble être corrélé spatialement à l'horizon se trouvant plus au sud. L'horizon profond, localisé à 9 km, est visible aussi sur cette coupe.

Les deux cartes, obtenues avec les deux discrétisations différentes, sont très semblables entre elles (figures 7.16 et 7.17). Les horizons sismiques apparaissent aux mêmes profondeurs et avec des géométries similaires (par exemple les coupes à 7-8 km), bien qu'en quelques points la valeur relative de l'attribut sismique soit différente (par exemple la coupe à 9 km dans la zone septentrionale du golfe). En général, nous pouvons considérer ces deux discrétisations comme équivalentes, car les variations des attributs sismiques, que nous réussissons à détecter avec notre configuration, sont à basse fréquence spatiale. Par la suite donc, nous continuerons la discussion en montrant seulement les images relatives à un maillage de $2 \times 2 \times 1$ km³ de la grille de calcul.

Différents horizons sismiques se trouvent localisés dans la zone d'étude, à différentes profondeurs (figure 7.16). Dans certains cas il s'agit de structures locales, comme l'interface identifiée à environ 3 km de profondeur sous la station KALI, au nord de la péninsule de Psaromita (figure 7.18a). La même interface avait déjà été objet de notre étude précédente (chapitre 6, figure 6.6). Cette structure semble s'étendre vers le nord, si on fait l'hypothèse d'une corrélation spatiale avec l'horizon sismique identifié sous la station SOTE (figure 7.18b).

Dans le chapitre 6 nous avons déjà défini cette structure comme étant "locale". Cette interprétation venait du fait qu'aucune énergie convertie particulièrement importante n'avait été observée, aux mêmes profondeurs, sur les enregistrements des stations voisines, KAMB et SERG, localisées à l'ouest de la station KALI. Notre étude par point orienté confirme ces résultats (figure 7.19).

Un horizon sismique est, en revanche, identifié en profondeur, à environ 6 km en dessous de la station KAMB (figure 7.19a) et entre 6 et 8 km sous la station SERG (figure 7.19b). L'horizon en correspondance de la station KAMB est le même que celui analysé dans la section 7.5.

Par rapport aux cartes d'attributs obtenues avec une seule station (figure 7.9), nous remarquons que les attributs sismiques représentés sur la carte finale et associés au même horizon, présentent des valeurs plus faibles. Ceci dépend du fait qu'ils existent d'autres structures sismiques, éclairées par d'autres stations, qui influencent significativement l'opération de sommation globale. Ces dernières structures sont "relativement plus énergétique" et donc "dominant" l'image finale. C'est le cas, par exemple, de l'horizon se trouvant en correspondance de la côte sud (figure 7.19a).

Il s'agit d'un important horizon sismique qui génère des ondes PS transmises particulièrement énergétiques. Cet horizon est observé surtout sur les enregistrements de la station KRIN et est localisé à environ 7 km de profondeur en dessous de cette station (figure 7.20). Un exemple de

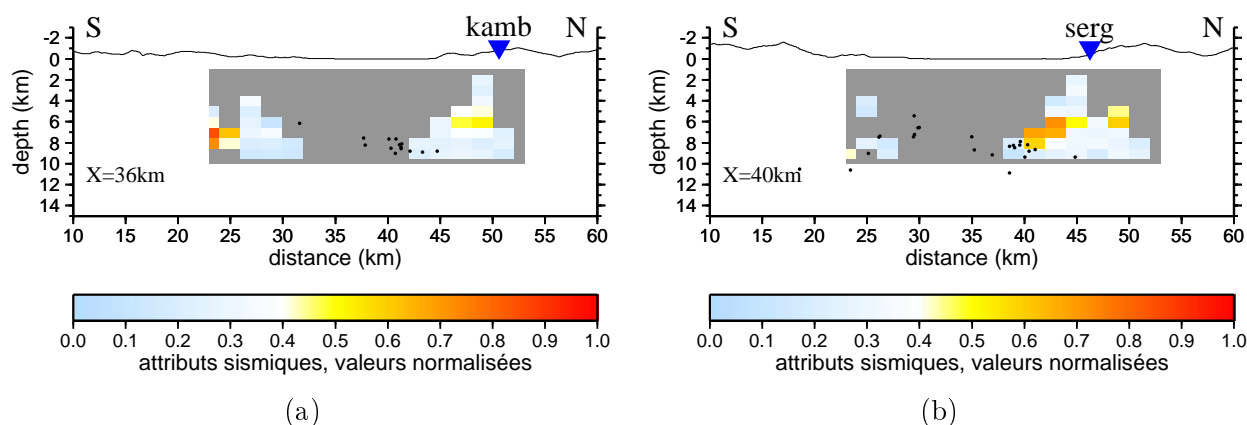


FIG. 7.19: a) Coupe SN de la carte d'attributs sismiques à la coordonnée $X=36$ km, localisée en correspondance de la station KAMB. b) Coupe SN de la carte d'attributs sismiques à la coordonnée $X=40$ km, localisée en correspondance de la station SERG. Dans les deux coupes, aucun horizon superficiel n'est identifié (profondeurs inférieures à 5 km), tandis qu'un horizon plus profond ressort clairement.

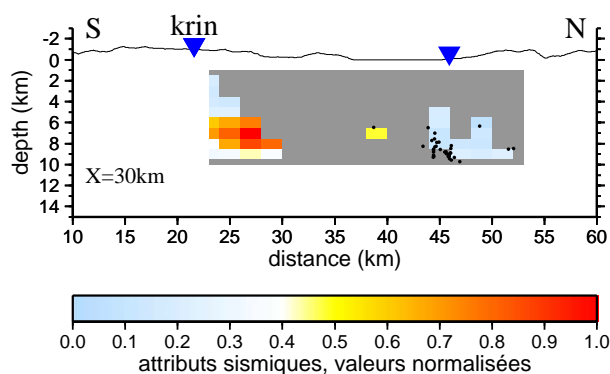


FIG. 7.20: Coupe NS localisée à la coordonnée $X=30$, en correspondance de la station KRIN. Un horizon sismique capable de générer d'importantes énergies PS transmises est identifié autour de 7 km de profondeur.

sismogrammes associés à cet horizon est reporté dans l'annexe D sur la figure D.2.

À cause de la couverture associée aux phases PS transmises, il arrive que la sommation globale, en de nombreux points du modèle, ne s'effectue que sur une seule station. C'est pourquoi nous avons introduit un second type de sommation globale selon laquelle nous avons supprimé les attributs sismiques pour les points qui ne sont pas éclairés par plus d'une station. Le résultat est la carte d'attributs sismiques de la figure 7.21.

Avec ce type de sommation nous mettons en évidence les structures qui sont contraintes par différents types de données. En particulier la structure sous la station KAMB ressort dans la coupe à $Z=6$ km. En effet, cette structure est éclairée aussi par les données enregistrées à la station SERG. Si on met l'hypothèse d'une continuité de cet horizon sismique en profondeur, il semble s'étendre vers l'est, atteignant de fortes valeurs d'attributs sismiques pour une profondeur de 9 km au nord-ouest de la péninsule de Psaromita.

Malheureusement, à cause de notre couverture limitée, nous n'avons qu'une vision partielle de cet horizon sismique. Il faudrait en fait une densité plus importante de stations pour pouvoir définir correctement sa continuité latérale. Ceci permettrait de mieux comprendre les images sismiques en profondeur et de proposer ainsi une interprétation réaliste de la structure géologique associée.

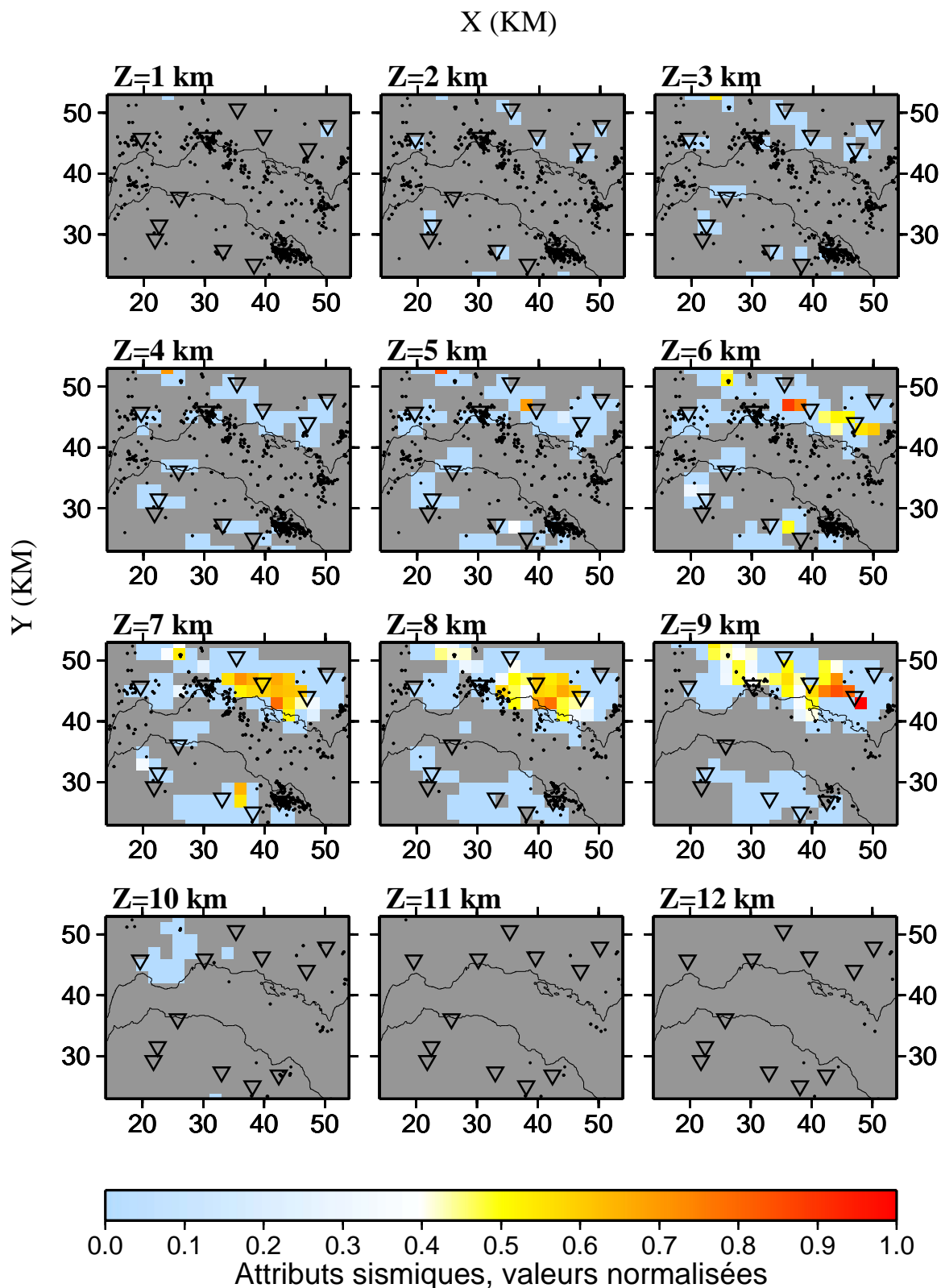


FIG. 7.21: Sommation normalisée de la carte des attributs. En chaque point du modèle, les images correspondent à la somme des attributs sismiques associés à, au moins, deux stations.

Images SP

L'étude des phases SP transmises nous fournit une image complémentaire par rapport aux cartes des conversions PS. En effet, la couverture que nous obtenons des premières images est principalement concentrée dans les 4 premiers kilomètres de profondeur (figure 7.22).

Par rapport aux cartes obtenues avec les phases PS, l'image des principaux horizons, par l'analyse des phases SP semble être moins bien focalisée et montre une dispersion latérale majeure de l'énergie convertie. L'étalement des horizons superficiels, comme ceux observés entre 1 et 2 km de profondeur, pourrait être dû soit à une réelle extension d'une structure sismique en dessous du Golfe de Corinthe, soit à un artefact dû à une faible focalisation et à la répartition de l'énergie converties sur une région plus large.

Une cause possible du manque de focalisation de l'énergie convertie en profondeur pourrait être la couverture du milieu des phases SP transmises. En effet, contrairement à l'étude des phases PS transmises, le nombre de points de conversion associés à une interface locale est plus faible. Dans ce cas, la somme des contributions de plusieurs stations est fondamentale pour la détection des horizons sismiques. Étant donnée notre configuration, les images obtenues par l'analyse des phases SP transmises sont plus sensibles au manque de densité du réseau de stations par rapport aux images fournies par les phases PS transmises.

Une seconde observation peut être faite sur le type de composante du signal utilisé dans le traitement des sismogrammes. Dans ce cas, en effet, l'utilisation des seules composantes verticales nous empêche d'exploiter correctement tout le signal associé à ces phases, leur direction d'arrivée aux stations étant souvent éloignée de la verticale.

Malgré ces difficultés, l'horizon sismique compris entre 1 et 2 km semble être éclairé par plus d'une station, comme le montrent les sections sismiques reportées dans l'annexe D. Les coupes SN de la figure 7.23 indiquent que les valeurs maximales des attributs sismiques sont obtenues en correspondance de la ville d'Aigion, à 1-2 km de profondeur.

Bien qu'elles soient limitées, ces images nous montrent l'existence d'une structure sismique superficielle qui n'avait pas été identifiée par la tomographie des temps de première arrivée.

Une étude antérieure de sismique active (Clément, 2000) avaient identifié un important réflecteur situé à environ 2 km de profondeur sous le golfe. Ce dernier avait été interprété comme étant le contact entre le socle du rift et les sédiments du golfe. Si l'extension latérale de l'horizon que nous avons détecté pourra être confirmée par l'analyse de nouvelles données, alors nous pourrions corréler cette structure à celle identifiée par l'étude de sismique active.

7.7 Une tentative d'interprétation

La migration des phases PS et SP a mis en évidence la présence de structures crustales capables de réémettre de l'énergie convertie en transmission. Leur position correspondent aux valeurs maximales des attributs sismiques.

Les horizons sismiques identifiés sont associés à des contrastes d'impédance du milieu de propagation. Ils sont donc corrélés à des variations spatiales des propriétés physiques des roches comme par exemple la lithologie, le degré de fracturation ou de porosité des roches, la géométrie et l'orientation des fractures et des pores, leur degré de saturation en fluide et l'état physique de ces derniers (composition, pression, température).

Malheureusement, nous n'avons pas à notre disposition les outils nécessaires pour pouvoir discriminer, entre tous ces facteurs, celui ou ceux qui peuvent être la cause des discontinuités mises en évidence dans ce travail de thèse. Cependant, nous pouvons fournir une tentative d'interprétation en regardant la corrélation spatiale entre les horizons sismiques identifiés par la migration et les variations des vitesses des ondes P et S obtenues par l'inversion des temps de première arrivée.

Bien que les modèles tomographiques nous aient servis comme base de calcul pour les termes

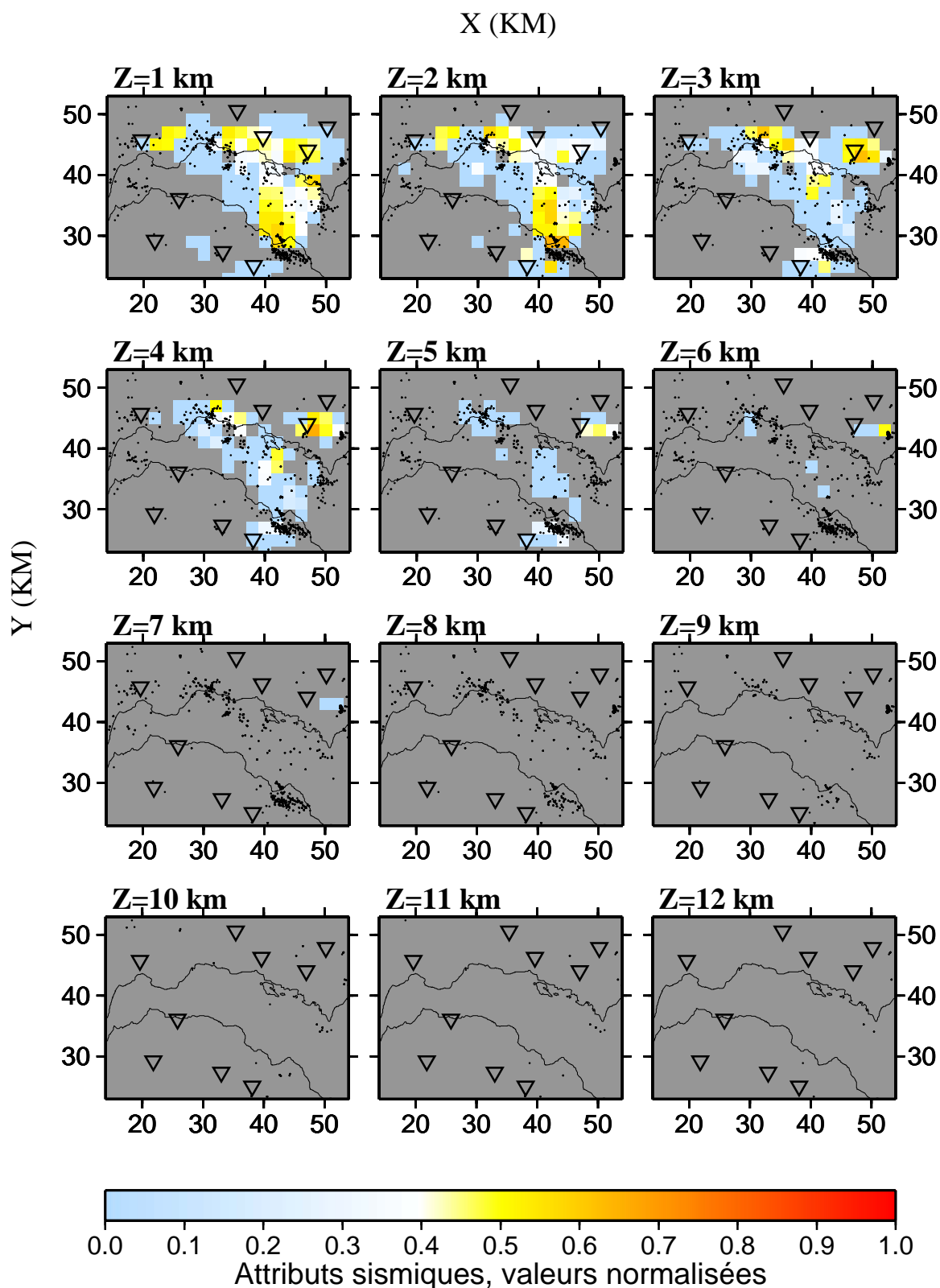


FIG. 7.22: Carte finale obtenue par migration cinématique des phases SP transmises sur 16 stations. La carte est réalisée par sommation normalisée des cartes des attributs construites pour chaque station.

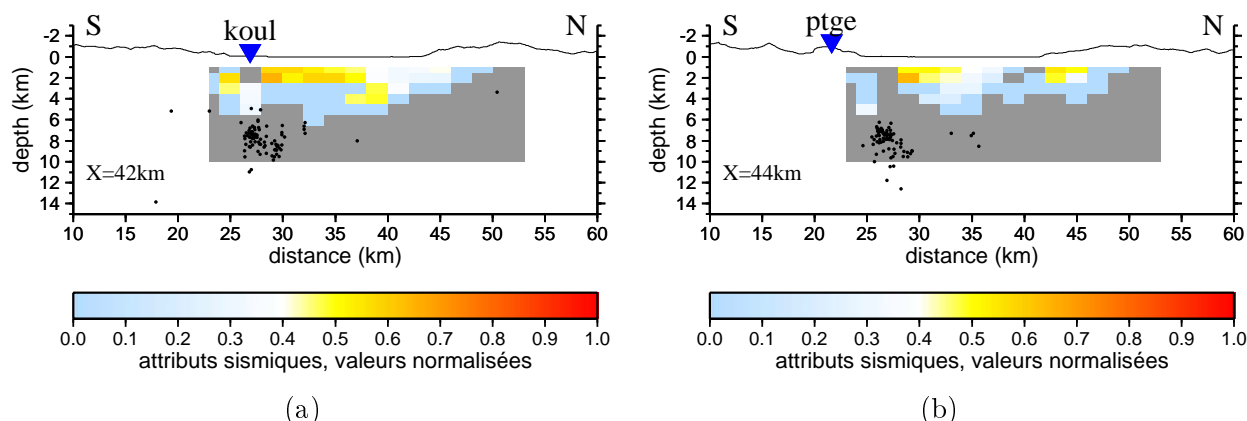


FIG. 7.23: Sections SN de la carte finale obtenue par l'étude des phases SP transmises. Les deux sections de la figure sont localisées, respectivement, aux coordonnées $X=42$ et $X=44$. Elles passent par la zone de la ville d'Aigion, au sud, et traversent le Golfe jusqu'à l'île de Trizonia. Une discontinuité importante est identifiée au-dessous du Golfe, à environ 2 km de profondeur.

de propagation des phases converties, la corrélation entre les horizons sismiques et les variations de vitesse P et S n'est pas une opération évidente. En effet, les données à la base de ces deux types d'image sismique sont différentes : les structures mises en évidence par les énergies converties détectées sur les sismogrammes ne correspondent pas forcément à des variations de vitesse des modèles tomographiques, obtenus par l'étude des temps de première arrivée.

L'intérêt d'une corrélation spatiale entre ces images réside dans la possibilité de confronter ces différentes informations de manière à pouvoir mieux contraindre la géométrie et la position de structures majeures en profondeur.

Il faut noter que cette corrélation n'est pas facile à mettre en pratique. Ceci est dû au fait que nos modèles tomographiques représentent des variations lisses des vitesses sismiques, tandis que les horizons sismiques reconstruits par la migration des phases converties correspondent à des discontinuités du milieu de propagation. C'est la raison pour laquelle les associations que nous faisons sont déjà du domaine de l'interprétation de nos résultats.

Pour ce faire, nous avons choisi quatre coupes SN représentatives qui montrent les deux principaux horizons sismiques obtenus par l'analyse des phases converties (figures 7.24 et 7.25). Pour chacune de ces coupes, sont représentés : l'image obtenue par la migration des phases PS, le modèle de vitesse P, le modèle déduit $V_p \cdot V_s$ et le modèle déduit V_p/V_s . Sur les modèles tomographiques, une isoligne délimite les zones caractérisées par une valeur élevée d'attribut sismique (supérieur à 0,4).

La première structure identifiable est l'horizon sismique localisé en dessous de la station KRIN à 7-8 km de profondeur (figure 7.20, figures 7.24a et b). Cet horizon, situé sous le bord méridional du Golfe de Corinthe, correspond à une importante augmentation du gradient verticale de la vitesse des ondes P et S. Cette corrélation est plus facile à visualiser sur l'image du produit $V_p \cdot V_s$. En effet, ce produit permet de mettre en évidence les variations concernant à la fois les vitesses P et S. Au contraire, cet horizon n'est corrélable à aucune variation importante du rapport V_p/V_s .

La seconde structure est située en dessous de la côte nord du golfe. Sa position en profondeur est à environ 5-6 km (figure 7.24b, $X=38$ km) et à 6-8 km, dans la zone située plus à l'est (figure 7.25a, $X=44$ km). Dans ce cas aussi, l'horizon sismique semble se situer en correspondance d'une rapide variation verticale des vitesses sismiques. En particulier, la discontinuité suit la géométrie d'une structure à fortes vitesses P et S, délimitant son toit (figure 7.24b) et son flanc sud (figure 7.25a). Cette structure est caractérisée d'une valeur V_p/V_s très élevée.

Il est intéressant de noter que l'horizon sismique le plus profond identifié dans notre étude (figures 7.16 et 7.17, $Z=9$ km) correspond probablement à la base de cette structure où l'on observe

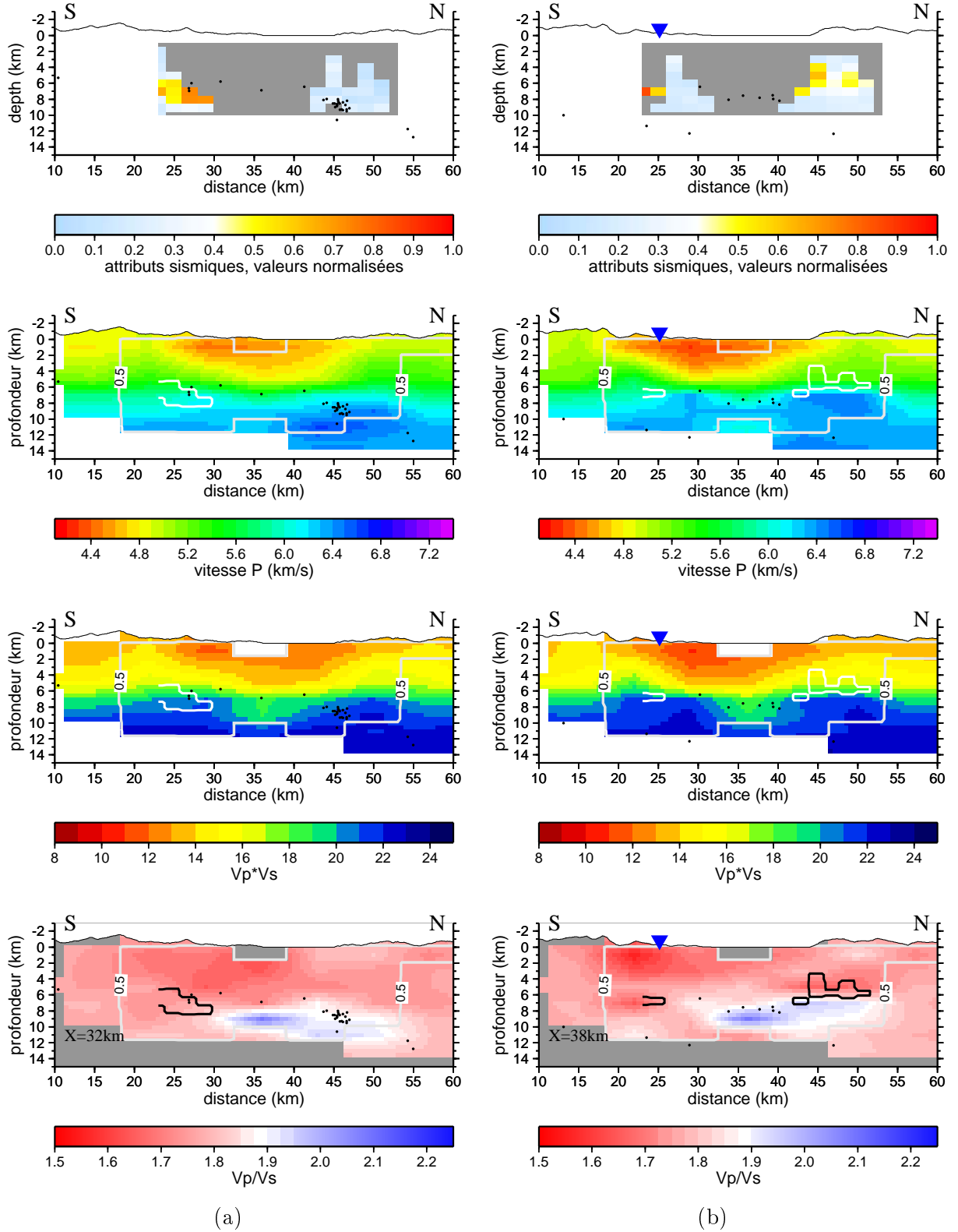


FIG. 7.24: Coupes SN correspondant aux coordonnées $X=32$ et $X=38$. En haut sont représentées les images obtenues par la migration des phases PS transmises. Sont ensuite représentées, respectivement : la coupe du modèle de vitesse P, la coupe du modèle déduit $V_p \cdot V_s$ et celle du modèle déduit V_p/V_s . Sur les modèles de vitesse sont représentées, par une isoligne, les zones ayant une valeur élevée d'attribut sismique (supérieur à 0,4). La ligne grise sur les bords des modèles délimite la partie résolue des modèles tomographiques (voir chapitre 5).

aussi une inversion de variation de la vitesse P. Ceci est visible dans la dernière coupe (figure 7.25b). Cet horizon semble souligner la base de la zone caractérisée par une valeur élevée de V_p/V_s .

Une image tridimensionnelle de ces structures nous est fournie dans la figure 7.26. Deux sections EW et SN des modèles déduits de $V_p \cdot V_s$ (en haut) et V_p/V_s (en bas) sont représentées à l'intérieur d'un volume vu depuis un point situé au SE en hauteur. En particulier, la section SN est localisée au point de coordonné $X=40$, comme dans la coupe de la figure 7.25a. L'isosurface en rouge (figure en haut) et en vert (figure en bas) montre les horizons sismiques discutés précédemment. Il est possible d'observer, en correspondance de la côte nord, les deux horizons qui suivent le bord méridional et la base ($Z=9$ km) de la zone à fort V_p/V_s . Les deux interfaces plus superficielles, sous la péninsule de Psaromita, correspondent aux discontinuités identifiées sous la station KALI et discutées dans la section précédente.

D'autre part, si nous considérons dans la sommation des cartes d'attributs sismiques seulement les points qui sont éclairés par plus d'une station, alors nous obtenons un second type d'image des attributs sismiques, comme celle présentée dans la section précédente (figure 7.21). Une image tridimensionnelle de l'horizon identifié est présentée dans la figure 7.27. Même dans ce cas, nous pouvons faire la corrélation entre la structure profonde caractérisée par un haut V_p/V_s et l'horizon sismique détecté par migration des phases PS.

En conclusion, les modèles obtenus par les temps de première arrivée et ceux obtenus par migration des phases converties convergent vers la même image d'une structure crustale très hétérogène dans sa partie profonde.

Étude d'une interface à géométrie complexe

Dans ce travail de thèse nous avons présenté une approche d'exploration par interface de type essai-erreur dans le chapitre 6 et une approche par point orienté dans ce chapitre. Ces deux approches sont similaires si nous considérons des interfaces planes comme dans le cas des deux applications présentées. Toutefois, nous pouvons aussi les considérer comme complémentaires si nous cherchons des interfaces à géométries complexes.

En particulier nous pouvons effectuer une première exploration par interface horizontale sur tout le volume, par le biais d'une approche par point orienté. Alors, il est possible de définir à grande échelle la géométrie d'un horizon particulier passant par les maximums des attributs sismiques et de retourner ensuite à l'analyse par interface. De cette manière, nous pouvons explorer un petit nombre de géométries complexes autour de l'interface déduite en première analyse. Cette seconde étape pourrait aussi être la base d'un processus d'inversion linéarisée où l'interface à grande échelle représenterait notre macromodèle.

Nous n'avons pas effectué cette dernière analyse dans le travail que nous présentons ici. En effet la couverture limitée nous empêche de suivre de manière continue les principaux horizons sismiques, surtout en dessous de la mer. Cependant ce type d'analyse reste une perspective importante de notre étude et pourrait être appliqué aux nouvelles données acquises dans le cadre du projet 3F-CORINTH.

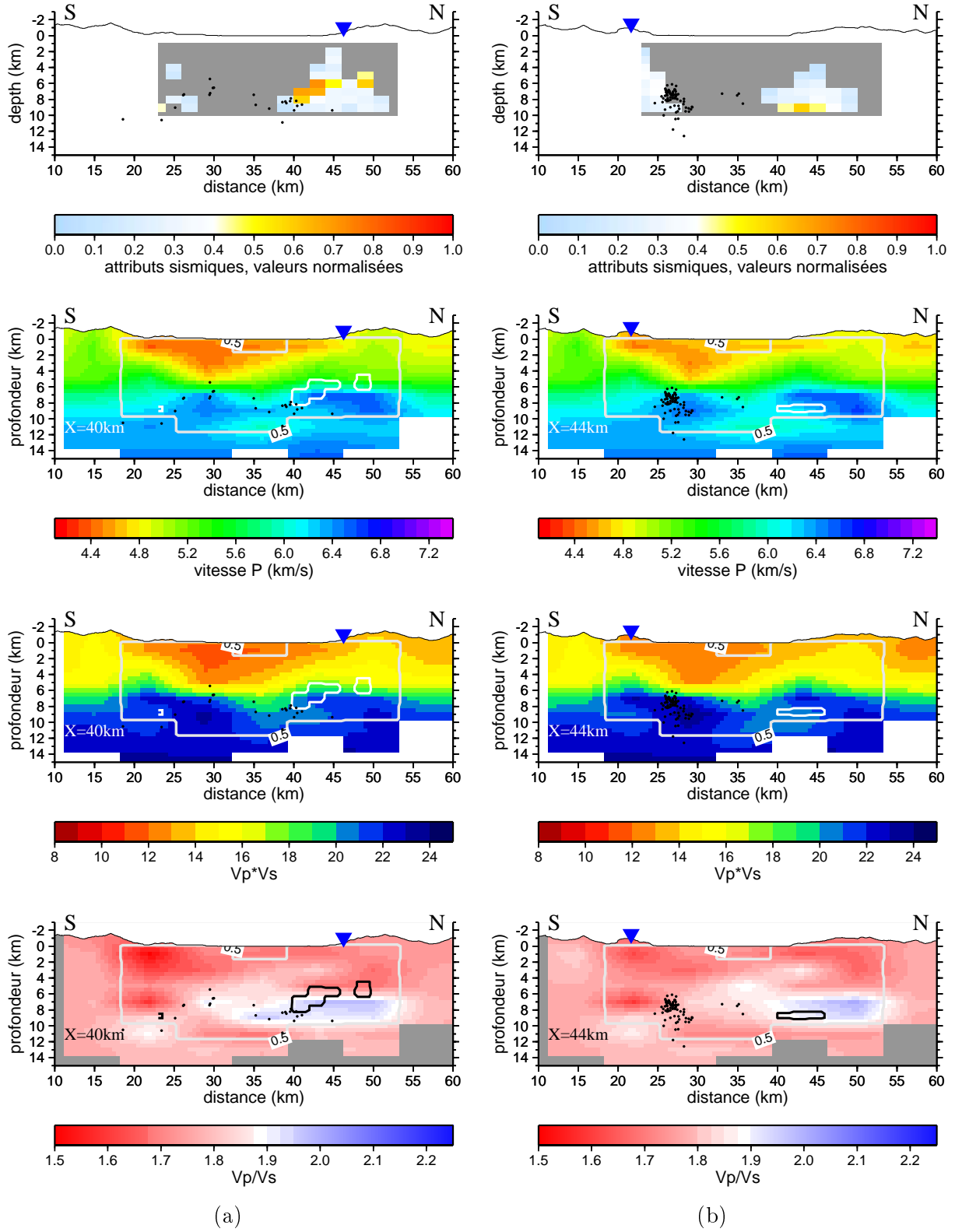


FIG. 7.25: Coupes SN correspondant aux coordonnées $X=40$ et $X=44$. Les conventions sont les mêmes que dans la figure précédente.

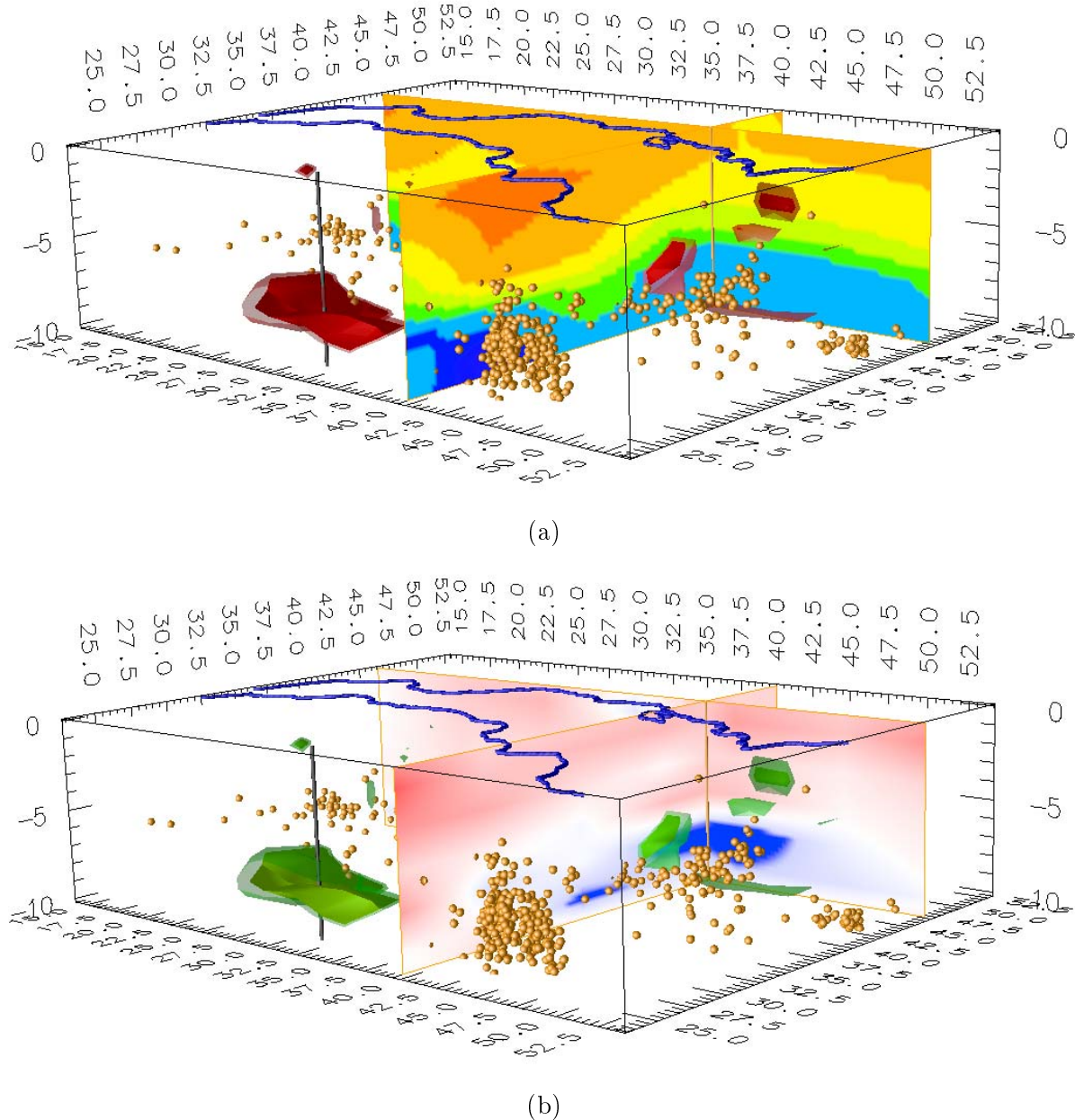
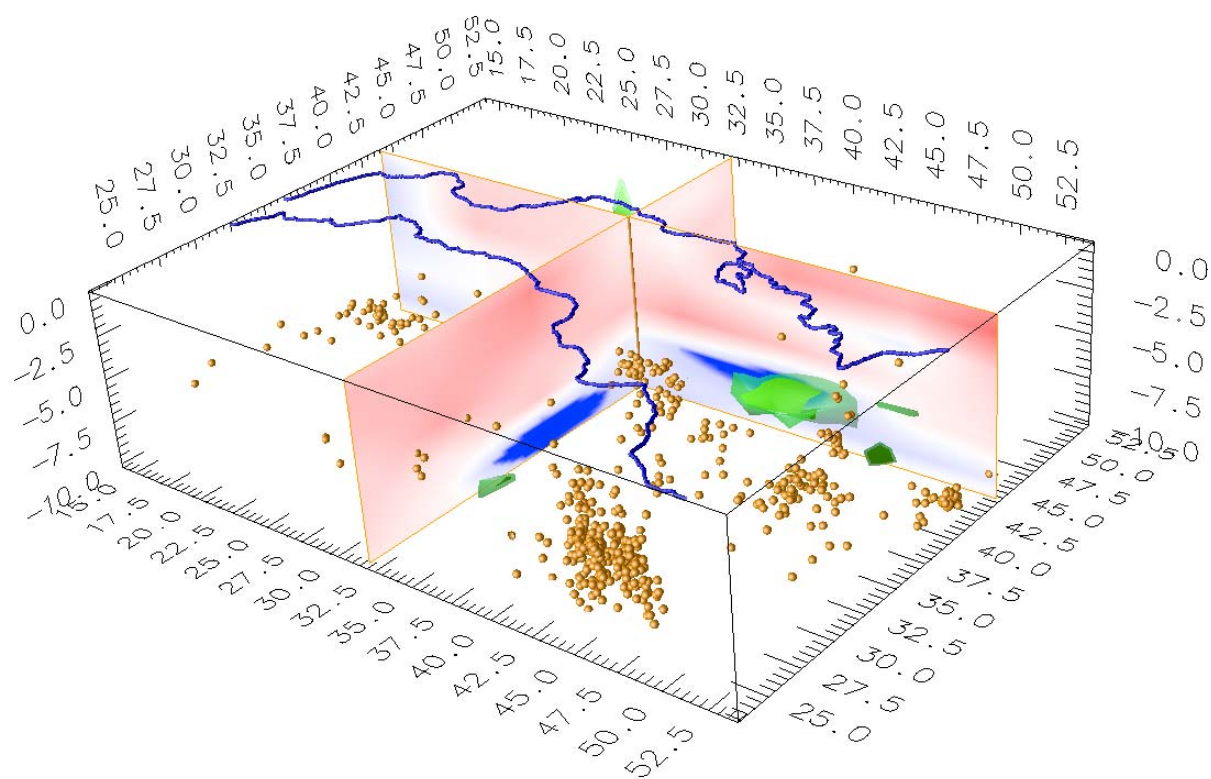
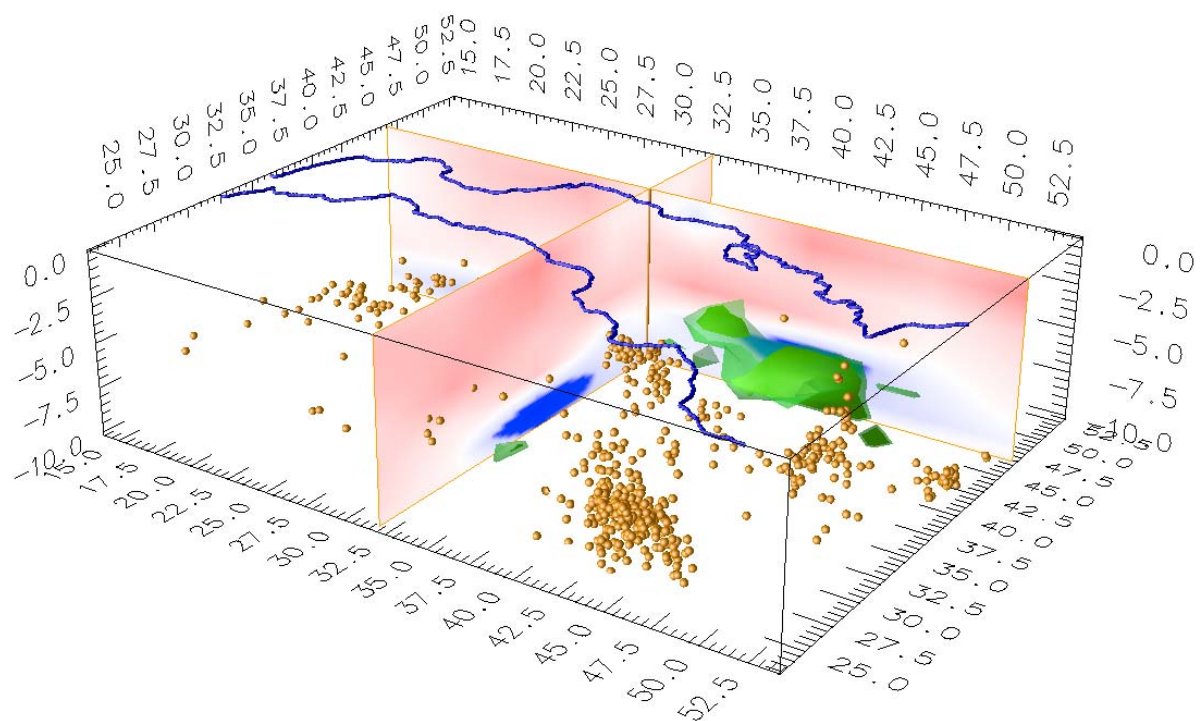


FIG. 7.26: Représentation tridimensionnelle des horizons sismiques identifiés et leur relation avec les modèles tomographiques déduits. En haut, sont montrées deux coupes du produit $V_p \cdot V_s$ et, en bas, sont présentées deux coupes du rapport V_p/V_s . La coupe SN de coordonné $X=40$ correspond à la coupe de la figure 7.25a. Les isosurfaces des horizons sismiques sont indiquées en rouge (figure a) et en vert (figure b).



(a)



(b)

FIG. 7.27: Représentation tridimensionnelle des horizons sismiques identifiés par sommation globale normalisée. Dans ce second type de sommation, seuls les points éclairés par plusieurs stations sont pris en compte. Sur les figures sont représentées deux différentes coupes WE qui montrent la relation entre la zone couverte par l'isosurface associée à l'horizon sismique et la zone ayant une valeur élevée de rapport V_p/V_s .

Conclusions et perspectives

Le travail de recherche développé dans cette thèse nous a permis de définir une image sismique détaillée du Golfe de Corinthe par une étude tomographique des temps de première arrivée des ondes P et S, et une étude de migration sismique en profondeur des ondes converties PS et SP.

Grâce à la tomographie des temps de première arrivée, nous avons déterminé des modèles de vitesse tridimensionnels des ondes P et S. Les images déduites, représentant les variations des paramètres de V_p/V_s et $V_p \cdot V_s$, nous offrent une nouvelle lecture de la structure complexe de cette région. À ces images, s'ajoute une localisation précise de la microsismicité dans les modèles tridimensionnels.

L'interprétation de ces résultats, corroborée par les connaissances venant des précédentes études géologiques et géophysiques, nous a conduit à proposer une corrélation, bien que qualitative, entre les variations de vitesse de nos modèles et les variations à grande échelle de la lithologie, de la fracturation ainsi que de la présence de fluides.

L'image qui en résulte est la distinction, à l'intérieur de la croûte supérieure, de deux zones présentant des caractéristiques particulières : une zone superficielle (correspondant aux 5 premiers kilomètres de profondeur), dans laquelle la distribution des vitesses sismiques est associée à certaines structures majeures du rift de Corinthe, et une zone profonde dite "sismogène" (7-10 km de profondeur), caractérisée par une microsismicité intense et des anomalies de vitesse importantes. En particulier, nous suggérons la présence, dans la zone sismogène, de la nappe des Phyllades, une unité tectonique de la chaîne des Hellénides, dont les caractéristiques lithologiques et structurales nous permettent de fournir une explication possible à la distribution préférentielle de l'intense microsismicité le long d'une bande fine au-dessous du golfe. De surcroît, grâce à l'interprétation des images du rapport V_p/V_s , nous envisageons le rôle possible de fluides profonds pour faciliter le déclenchement de la microsismicité dans des zones particulières où des études précédentes avaient mis en évidence la présence de failles normales à faible pendage.

La migration en profondeur des phases converties représente un saut en avant dans l'étude sismique de cette région. L'utilisation de sources naturelles profondes nous a permis d'explorer la structure sismogène, jusqu'à présent non atteinte par les études de sismique réflexion, à cause du fort contraste d'impédance existant entre les sédiments et le toit du socle du rift empêchant les ondes de pénétrer.

Bien que demandant à être confirmés par des données encore plus denses, ces résultats montrent la présence d'importants contrastes d'impédance en profondeur, capables de générer des fortes énergies converties.

Dans les couches superficielles, les phases transmises SP mettent en évidence un horizon sismique qui s'étend de la ville d'Aigion jusqu'au centre du Golfe de Corinthe, à 1-2 km de profondeur. Une telle structure est probablement la signature du contact entre le socle du rift et les sédiments du golfe, structure déjà identifiée par les précédentes études de sismique réflexion dans le golfe. Ce résultat représente un élément supplémentaire par rapport à celui de la tomographie des premières arrivées, dont le pouvoir résolvant limité dans les premiers 3-4 km de profondeur ne nous avait pas

permis d'éclairer cette structure.

Dans la zone sismogène, les phases PS transmises nous fournissent l'image de deux contrastes d'impédance importants localisés à environ 7 km de profondeur. Le premier est identifié au sud et souligne le toit d'un corps à haute vitesse P et S au-dessous de la zone d'Aigion. Le second est identifié au-dessous de la côte nord, dans les environs de la zone de Trisonia. Ce dernier s'étend dans un volume en profondeur et souligne une zone qui correspond à une forte anomalie du rapport V_p/V_s , observée sur les images tomographiques. Les connaissances actuelles sur la géologie de cette région ne nous permettent pas d'interpréter la nature de ces deux corps profonds. Néanmoins, ces résultats mettent en évidence l'existence, à l'intérieur de la zone sismogène, d'importantes hétérogénéités que les modèles géodynamiques courants devraient prendre en compte.

Du point de vue méthodologique, la migration sismique des ondes converties à l'échelle crustale avec des sources naturelles représente encore un champ à explorer. L'utilisation des modèles de vitesse tomographiques dans le processus de migration constitue, à notre connaissance, une nouveauté dans le domaine de la sismique passive.

Certes, encore beaucoup d'améliorations peuvent et doivent être introduites dans ce processus. Le pré-traitement du signal est un point à renforcer, pour pouvoir exploiter entièrement l'information contenue dans les trois composantes du signal, notamment par l'intermédiaire d'études de polarisation. La déconvolution de la fonction source est, elle aussi, un problème à résoudre pour pouvoir correctement éliminer du signal la signature de la source. Cette opération permettrait aussi le passage d'une migration de type "cinématique" à une migration de type "dynamique", dans laquelle les termes de la propagation sont dûment soustraits du signal pour ne laisser que la capacité du milieu à réémettre de l'énergie convertie. Enfin, il faudrait étudier la résolution des images migrées, en tenant compte de la géométrie d'acquisition irrégulière.

Alors que le nombre de stations actuellement déployées sur le terrain est bien adapté aux études sismogéniques, il est insuffisant pour les études des ondes converties. Un recouvrement adéquate réclamerait un nombre important de stations avec un espacement de 1 km entre stations pour pouvoir déterminer une image sismique haute résolution des 10 premiers kilomètres de la croûte terrestre. Ceci devrait être un objectif pour les études de structure. On peut, bien sûr, se montrer patient et utiliser la répétition des séismes pour accroître cette couverture. Déployer plus de stations pendant plus longtemps nous apporterait des renseignements importants dans cette région.

Ce travail montre que, malgré les simplifications apportées, il est possible d'utiliser les enregistrements des tremblements de terre locaux pour étudier des structures crustales particulièrement complexes, en exploitant d'autres phases que les premières arrivées. Les possibilités d'application des outils développés dans le cadre de cette thèse sont donc très vastes, grâce à l'accroissement de la quantité de données disponibles, suite à l'installation de réseaux sismologiques permanents.

Références bibliographiques

- Abers, G. A. (2001). Evidence for seismogenic normal faults at shallow dips in continental Rifts. *Geological Society Special Publication*, 187 :305–318.
- Aki, K. et Lee, W. (1976). Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P-arrival times from local earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 81 :4,381–4,399.
- Alerini, M. (2002). *Imagerie sismique en profondeur de données OBC via la théorie des rais en milieu isotrope*. Thèse de Doctorat, École des Mines de Paris.
- Amand, P. (1997). *Inversion non-linéaire de données sismiques*. Thèse de Doctorat, Université de Nice Sophia-Antipolis.
- Ammon, C. J. (1991). The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81 :2504–2510.
- Armijo, R., Meyer, B., King, G., Rigo, A., et Papanastassiou, D. (1996). Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implication for the late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. J. Int.*, 126 :11–53.
- Aubouin, J., Brunn, J., Celet, P., Dercourt, J., Godfriaux, I., et Mercier, J. (1962). Esquisse de la géologie de la Grèce. *Mém. Hors Sér. Soc. Géol. France*, 2 :583–610.
- Avallone, A., Briole, P., Agatza-Balodimiou, A., Birillis, H., Charade, O., Mitsakaki, C., Nercessian, A., Papazissi, K., Paradissis, D., et Veis, G. (2004). Analysis of eleven years of deformation measured by GPS in the Corinth Rift Laboratory area. *C. R. Geoscience*, 336 :301–311.
- Benz, H. M., Chouet, S. A., Dawson, P. B., Lahr, J. C., Page, R. A., et Hole, J. A. (1996). Three-dimensional P and S wave velocity structure of Redoubt Volcano, Alaska. *J. Geophys. Res.*, 101 :8111–8128.
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J.-M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboux, F., Larroque, C., Rigo, A., Massonet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Makropoulos, K., Veis, G., Papazisi, E., Mitsakaki, C., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Papastanassiou, D., Chouliaras, G., et Stavrakakis, G. (1997). The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece) : Evidence for a low-angle normal faulting in the Corinth Rift. *J. Seism.*, 1 :131–150.
- Bessonova, E. N., Fishman, V. M., Ryaboyi, V. Z., et Sitnikova, G. A. (1974). The Tau method for inversion of travel times-I. Deep seismic sounding data. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 36 :377–398.
- Beylkin, G. et Burridge, R. (1990). Linearized inverse scattering problems in acoustics and elasticity. *Wave motion*, 12 :15–52.
- Bleistein, N. (1984). Mathematical methods for wave phenomena. *Academic Press*.
- Boschi, L. (2003). Measures of resolution in global body-wave tomography. *Geophys. Res. Lett.*, 30 :10.1029/2003GL018222.
- Bouin, M., Téllez, J., et Bernard, P. (1996). Seismic anisotropy around the Gulf of Corinth, Greece, deduced from three-component seismograms of local earthquakes and its relationship with crustal strain. *J. Geophys. Res.*, 101 :5797–5811.

- Briole, P., Rigo, A., Lyon-Caen, H., Ruegg, J., Papazissi, K., Mitsakaki, C., Balodimou, A., Veis, G., Hatzfeld, D., et Deschamps, A. (2000). Active deformation of the Corinth rift, Greece : results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995. *J. Geophys. Res.*, 105 :25,605–25,625.
- Castagna, J. P., Batzle, M. L., et Eastwood, R. L. (1985). Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. *Geophysics*, 50 :571–581.
- Cerveny (2001). *Seismic Ray Theory*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Chávez-Pérez, S. et Louie, J. N. (1998). Crustal imaging in southern California using earthquake sequences. *Tectonophysics*, 286 :223–236.
- Chery, J. (2001). Core complex mechanics : from the Gulf of Corinth to the Snak Range. *Geology*, 29 :439–442.
- Chouliaras, G., Pham, V., Boyer, D., Bernard, P., et Stavrakakis, G. N. (1997). Crustal structure of the Gulf of Corinth in Central Greece, determined from magnetotelluric sounding. *Ann. Geophys.*, XL :61–67.
- Christensen, N. (1996). Poisson's ratio and crustal seismology. *J. Geophys. Res.*, 101 :3,139–3,156.
- Christensen, N. et Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust : a global view. *J. Geophys. Res.*, 100 :9,761–9,788.
- Clément, C. (2000). *Imagerie sismique crustale de la subduction hellénique et du golfe de Corinthe*. Thèse de Doctorat, Université Paris VII.
- Coates, R. T. et Chapman, C. H. (1990). Ray perturbation theory and the Born approximation. *Geophys. J. Int.*, 100 :379–392.
- Crosson, R. (1976). Crustal structure modeling of earthquake data. 1. Simultaneous least square estimation of hypocenter and velocity parameters. *J. Geophys. Res.*, 81 :3036–3046.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., et Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101 :425–478.
- Dornsiepen, U. F., Manutsoglu, E., et Mertmann, D. (2001). Permian-Triassic paleogeography of the external Hellenides. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Palaeocol.*, 172 :327–338.
- Doutsos, T. et Poulimenos, G. (1992). Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth-Patras rift (Greece). *J. struct. Geol.*, 14 :689–699.
- Flotté, N. (2003). *Caractérisation structurale et cinématique d'un rift sur détachement : le rift de Corinthe-Patras, Grèce*. Thèse de Doctorat, Université de Paris-Sud.
- Flotté, N. et Sorel, D. (2001). Structural cross section through the Corinth-Patras detachment fault-system in northern Peloponnesus (Aegean arc, Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXXIV (1) :235–241.
- Forgues, E. (1996). *Inversion linéarisée multi-paramètres via la théorie des rais*. Thèse de Doctorat, Institut Français du Pétrole - Université Paris VII.
- Gauthier, O., Virieux, J., et Tarantola, A. (1986). Two-dimensional nonlinear inversion of seismic waveforms : numerical results. *Geophysics*, 51 :1387–1403.
- Gerver, M. et Markushevich, V. (1966). Determination of a seismic wave velocity from travel-time curve. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 11 :165–173.
- Goldsworthy, D., Jackson, J., et Haines, J. (2002). The continuity of active fault systems in Greece. *Geophys. J. Int.*, 148 :596–618.
- Hall, D. H. (1964). Converted wave in refraction surveys over markers with variable depth. *Geophysics*, 29 :733–744.

- Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Kassaras, I., Papadimitriou, E., Makropoulos, K., Voulgaris, N., et Papaioannou, C. (2000). Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece). *Geophys. J. Int.*, 141 :438–456.
- Hatzfeld, D., Kementzetzidou, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Nothard, S., Diagourtas, D., Deschamps, A., Karakaisis, G., Papadimitriou, P., Scordilis, M., Smith, R., Voulgaris, N., Kiratzi, S., Makropoulos, K., Bouin, M. P., et Bernard, P. (1996). The Galaxidi earthquake of 18 November, 1992 : a possible asperity within the normal fault system of the Gulf of Corinth (Greece). *Bull. seism. Soc. Am.*, 86 :1987–1991.
- Hatzfeld, D., Pedotti, G., Hatzidimitriou, P., et Makropoulos, K. (1990). The strain pattern in the western Hellenic arc deduced from a microearthquake survey. *Geophys. J. Int.*, 101 :181–202.
- Hole, J. A. (1992). Nonlinear high-resolution three-dimensional seismic travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 97 :6553–6562.
- Hole, J. A., Brocher, T. M., Klemperer, S. L., Parsons, T., Benz, H. M., et Furlong, K. P. (2000). Three-dimensional seismic velocity structure of the. *J. Geophys. Res.*, 105 :13,859–13,874.
- Hole, J. A. et Zelt, B. C. (1995). 3-D finite-difference reflection traveltimes. *Geophys. J. Int.*, 121 :427–434.
- Husen, S. et Kissling, E. (2001). Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile. *Geology*, 29 :847–850.
- Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, G., et Poli, G. (1981). South Aegean volcanic arc : geochemical variations and geotectonic implications. *Bull. Volcanol.*, 44 :377–391.
- Ito, H. J., Devilbiss, J., et Nur, A. (1979). Compressional and shear waves in saturated rock during water-steam transition. *J. Geophys. Res.*, 84 :4,731–4,735.
- Iverson, W. P., Fahmy, B. A., et Smithson, S. B. (1989). VpVs from mode-converted P-SV reflections. *Geophysics*, 54 :843–852.
- Jackson, J. et McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. astr. Soc.*, 77 :185–264.
- Jacob, A. W. B. et Booth, D. C. (1977). Observation of PS reflection from the Moho. *J. Geophys.*, 43 :687–692.
- Jacobshagen, V., Durr, S., Kockel, F., Kopp, K. O., Kowalczyk, G., Berckhemer, H., et Buttner, D. (1978a). Structure and Geodynamic Evolution of the Aegean Region. Dans Closs, H., Roeder, D., et Schmidt, K., editors, *Alpes, Apennines, Hellenides*, pages 537–564. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Jacobshagen, V., Richter, D., et Makris, J. (1978b). Alpidic developement and structure of the Peloponnesus. Dans Closs, H., Roeder, D., Schmidt, K., et Schweiz-Verlag, K., editors, *Alpes, Apennines, Hellenides*, pages 415–423. Stuttgart.
- Jain, S. et Wren, A. E. (1980). Migration before stack - Procedure and significance. *Geophysics*, 45 :204–212.
- James, D. E., Clarke, T. J., et Meyer, R. P. (1987). A study of seismic reflection imaging using microearthquake sources. *Tectonophysics*, 140 :65–79.
- Jepse, D. et Kennett, B. L. N. (1990). Three component analysis of regional seismograms. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80 :2032–2052.
- Jolivet, L. (2001). A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications. *Earth planet. Sci. Lett.*, 187 :95–104.
- Jolivet, L. et Patriat, M. (1999). Ductile extension and formation of the aegean sea. *Geological Society Special Publication*, 156 :427–458.

- Kahle, H.-G., Muller, M., Geiger, A., Danuser, G., Mueller, S., Veis, G., Billiris, H., et Paradissis, D. (1995). The strain field in northwestern Greece and the Ionian Island : results inferred from GPS measurements. *Tectonophysics*, 249 :41–52.
- Kayal, J. R., Zhao, D., Mishra, O. P., De, R., et Singh, O. P. (2002). The 2001 Bhuj earthquake : Tomographic evidence for fluids at the hypocenter and its applications for rupture nucleation. *Geophys. Res. Lett.*, 29 :5–1 – 5–4.
- Kennett, B. L. N. (2002). *The seismic wavefield. Volume II : interpretation of seismograms on Regional and Global Scale*. Cambridge University Press, Unite Kingdom.
- King, G. C. P., Ouyang, Z. X., Papadimitriou, P., Deschamps, A., Gagnepain, J., Houseman, G., Jackson, J. A., Soufleris, C., et Virieux, J. (1985). The evolution of the Gulf of Corinth (Greece) : an aftershock study of the 1981 earthquakes. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 80 :677–693.
- Kissel, C. et Laj, C. (1988). The Terriary geodynamical evolution of the Aegean arc : a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics*, 146 :183–201.
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Phillips, D., et Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.*, 99 :19,635–19,646.
- Lambaré, G. (1991). *Inversion linéarisée de données de sismique réflexion par une méthode quasi-newtonienne*. Thèse de Doctorat, Université de Paris VII.
- Langston, C. A. (1977). The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 67 :1029–1050.
- Latorre, D., Virieux, J., Monfret, T., Monteiller, V., Vanorio, T., Got, J.-L., et Caen, H. L. (2004). A new seismic tomography of aigion area (Gulf of Corinth - Greece) from the 1991 dataset. *Geophys. J. Int.* in press.
- Le Meur, H. (1994). *Tomographie tridimensionnelle à partir des temps des premières arrivées des ondes P et S, application à la région de Patras (Grèce)*. Thèse de Doctorat, Université Paris VII.
- Le Meur, H., Virieux, J., et Podvin, P. (1997). Seismic tomography of the Gulf of Corinth : a comparison of methods. *Ann. Geophys.*, XL :1–25.
- Le Pichon, X. et Angelier, J. (1979). The Hellenic arc and trench system : a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60 :1–42.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemant, S., Noomen, R., et Veis, G. (1995). Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe : implication for eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.*, 100 :12675–12690.
- Le Pourhiet, L., Burov, E., et Moretti, I. (2004). Rifting through a stack of inhomogeneous thrusts (the dipping pie concept). *Tectonics*, 23 :TC4005, doi :10.1029/2003TC001584.
- Lee, W. H. K. et Lahr, J. C. (1975). Hypo71 : a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. *Open-file report, U.S.G.S.*, pages 75–311.
- Lees, J. M. et Wu, H. (2000). Poisson's ratio and porosity at Coso geothermal area, California. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 95 :157–173.
- Louie, J. N., Chávez-Pérez, S., Henrys, S., et Bannister, S. (2002). Multimode migration of scattering and converted waves for the structure of the Hikurangi slab interface, New Zeland. *Tectonophysics*, 335 :227–246.
- Lyon-Caen, H., Papadimitriou, P., Deschamps, A., Bernard, P., Makropoulos, K., Pacchiani, F., et Patau, G. (2004). First results of the CRLN seismic array in the western Corinth rift : evidence for old fault reactivation. *C. R. Geoscience*, 336 :343–351.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Khale, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O.,

- Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M. N., et Veis, G. (2000). Global Position System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.*, 105 :5695–5719.
- McKenzie, D. (1970). Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226 :239–243.
- McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. astr. Soc.*, 30 :109–185.
- McKenzie, D. (1978). Active tectonic of the Alpine-Himalayan belt : the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. astr. Soc.*, 55 :217–254.
- Menke, W. (1984). *Geophysical data analysis : discrete inverse theory*. Academic Press, San Diego.
- Mercier, J., Sorel, D., et Simeakis, K. (1987). Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone : the Aegean Arc from the Pliocene to the Present. *Annales Tectonicae*, I :20–39.
- Meulenkamp, J. E., Wortel, M. J. R., Van Wamel, W. A., Spakman, W., et Hoogerduyn Strating, E. (1988). On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. *Tectonophysics*, 146 :203–215.
- Michellini, A. et McEvilly, T. V. (1991). Seismological studies at Parkfield. I. Simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters using cubic B-splines parameterization. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81 :524–552.
- Monna, S., Filippi, L., Beranzoli, L., et Favali, P. (2003). Rock properties of the upper-Crust in Central Apennines (Italy) derived from high-resolution 3-D tomography. *Geophys. Res. Lett.*, 00 :0000–0000.
- Moretti, I., Sakellariou, D., Lykousis, V., et Micarelli, L. (2003). The Gulf of Corinth : an active half graben ? *Journal. of Geodynamics*, 36 :323–340.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., et Hasegawa, A. (2002). Moho depth variation in the central part of northeastern Japan estimated from reflected and converted waves. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 130 :31–47.
- Nicolétis, L., Svay-Lucas, J., Clochard, V., et Compte, P. (1997). 3-D true-amplitude migration of 3-C compressional and converted shear waves. *Journal of Seismic Exploration*, 6 :127–142.
- Nisii, V., Zollo, A., et Iannaccone, G. (2004). Depth of a mid-crustal discontinuity beneath Mt. Vesuvius from the stacking of reflected and converted waves on local earthquake records. *Bull. Seismol. Soc. Am.* in press.
- Nolet, G. (1987). Seismic wave propagation and seismic tomography. Dans Nolet, G., editor, *Seismic Tomography*, pages 1–23. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.
- Nolet, G., Montelli, R., et Virieux, J. (1999). Explicit, approximate expressions for the resolution and a posteriori covariance of massive tomographic systems. *Geophys. J. Int.*, 138 :36–44.
- O’Connell, R. et Budiansky, B. (1974). Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. *J. Geophys. Res.*, 79 :5,412–5,426.
- O’Connell, R. et Budiansky, B. (1977). Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids. *J. Geophys. Res.*, 82 :5,719–5,735.
- Ori, G. (1989). Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology*, 17 :918–921.
- Paige, C. C. et Saunders, M. A. (1982). LSQR : an algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Trans. Math. Software*, 8 :43–71.

- Pavlis, H. G. et Booker, J. R. (1980). The mixed discrete-continuous inverse problem : Application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure. *J. Geophys. Res.*, 85 :4801–4810.
- Pham, V. N., Bernard, P., Boyer, D., Chouliaras, G., Mouel, J. L. L., et Stavrakakis, G. N. (2000). Electrical conductivity and crustal structure beneath the central hellenides around the Gulf of Corinth (Greece) and their relationship with the seismotectonics. *Geophys. J. Int.*, 142 :948–969.
- Pham, V. N., Boyer, D., Chouliaras, G., et Bernard, P. (1996). Conductivité électrique et structure de la croûte dans la région du golfe de corinthe (grèce) d'après les résultats de Sondage Magnéto-Tellurique (SMT). *C.R. Acad. Sci*, 323 :651–656.
- Pivot, F. (1997). A geometrical method for migrating 3d or 2.5d seismic reflection data. *Geophys. Res. Lett.*, 24 :3321–3324.
- Podvin, P. et Lecomte, I. (1991). Finite difference computation of travel time in very contrasted velocity model : a massively parallel approach and its associated tools. *Geophys. J. Int.*, 105 :271–284.
- Poppeliers, C. et Pavlis, G. L. (2003). Three-dimensional, prestack, plane wave migration of teleseismic P-to-S converted phases : 1. Theory. *J. Geophys. Res.*, 108 :2112, doi :10.1029/2001JB000216.
- Pratt, R. G. (1999). Seismic waveform inversion in the frequency domain, part 1 : Teory and verification in a physical scale model. *Geophysics*, 64 :888–901.
- Press, W., Teukolsky, S., Vetterling, S., et Flannery, B. (1992). *Numerical recipes in fortran : the art of scientific computing ; second edition*. Cambridge University press.
- Readings, A. M., Gubbins, D., et Mao, W. (2002a). A multiphase seismic investigation of the shallow subduction zone, southern North island, New Zeland. *Geophys. J. Int.*, 147 :215–226.
- Readings, A. M., Mao, W., et Gubbins, D. (2002b). Polarization filtering for automatic picking of seismic data and improved converted phase detection. *Geophys. J. Int.*, 147 :227–234.
- Regnier, M., Chiu, J.-M., Smalley, R., Isacks, B. L., et Araujo, M. (1994). Crustal thickness variation in the andean foreland, argentina, from converted waves. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84 :1097–1111.
- Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksoz, M. N., Barka, A. A., Kinik, I., Lenk, O., et Sanli, I. (1997). Global Position System measurements of the present-day crustal movements in the Arabian-Africa-Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.*, 102 :9983–9999.
- Rettenmaier, D., Giurgea, V., Hotzl, H., et Forster, A. (2004). The AIG10 drilling project (Aigion, Greece) : interpretation of the litho-log in the context of regional geology and tectonics. *C. R. Geosciences*, 336 :415–423.
- Rietbrock, A., Tiberi, C., Scherbaum, F., et Lyon-Caen, H. (1996). Seismic slip on a low angle normal fault in the gulf of Corinth : evidence from high-resolution cluster analysis of microearthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 23 :1817–1820.
- Rigo, A. (1994). *Étude sismotectonique et géodésique du Golfe de Corinthe (Grèce)*. Thèse de Doctorat, Université Paris VII.
- Rigo, A., Lyon-Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., et Kassaras, I. (1996). A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece) : implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophys. J. Int.*, 126 :663–688.
- Robein, E. (2003). *Velocity, time-imaging and depth-imaging in reflection seismics. Principles and methods*. EAGE.
- Sachpazi, M., Clément, C., Laigle, M., Hirn, A., et Roussos, N. (2003). Rift structure, evolution, and earthquakes in the Gulf of Corinth, from reflection seismic images. *Earth planet. Sci Lett.*, 216 :243–257.

- Sanders, C. O., Ponko, S. C., Nixon, L. D., et Schwartz, E. A. (1995). Seismological evidence for magmatic and hydrothermal structure in Long Valley caldera from local earthquake attenuation and velocity tomography. *J. Geophys. Res.*, 100 :8311–8326.
- Sethian, J. A. et Popovici, A. M. (1999). 3-D traveltimes computation using the fast marching method. *Geophysics*, 64 :516–523.
- Shearer, P. M., Flanagan, M. P., et Hedlin, M. A. H. (1999). Experiment in migration processing of ss precursor data to image upper mantle discontinuity structure. *J. Geophys. Res.*, 104 :7229–7242.
- Sheley, D. et Schuster, G. T. (2003). Reduced-time migration of transmitted PS waves. *Geophysics*, 68 :1695–1707.
- Side, J. (1992). *Inversion de données de sismique pétrolière : séparation des paramètres élastiques et détermination des vitesses de référence*. Thèse de Doctorat, Université de Paris VII.
- Sorel, D. (2000). A Pliocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece. *Geology*, 28 :83–86.
- Spakman, W. (1993). iterative strategies for non-linear travel time tomography using global earthquake data. Dans Iyer, H. M. et Hirahara, K., editors, *Seismic Tomography : Theory and Practice*, pages 190–226. Chapman and Hall.
- Spakman, W. et Nolet, G. (1988). Imaging algorithms, accuracy and resolution. Dans Vlaar, N., editor, *Mathematical geophysics*, pages 155–187. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Netherlands.
- Spakman, W., Wortel, M. J. R., et Vlaar, N. J. (1988). The Hellenic subduction zone : a tomographic image and its geodynamic implications. *Geophys. Res. Lett.*, 15 :60–63.
- Spencer, C. P. et Gubbins, D. (1980). Travel-time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in laterally varying media. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 63 :95–116.
- Stewart, R. R., Gaiser, J. E., Brown, R. J., et Lawton, D. C. (2002). Converted-wave seismic exploration : Methods. *Geophysics*, 67 :1348–1363.
- Stroujkova, A. F. et Malin, P. E. (2000). A magma mass beneath Casa Diablo ? Further evidence from reflected seismic waves. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90 :500–511.
- Tarantola, A. (1987). *Inverse problem theory : methods for data fitting and model parameter estimation*. Elsevier, Netherlands.
- Tatham, R. H. (1982). Vp/vs and lithology. *Geophysics*, 47 :336–344.
- Taymaz, T., Jackson, J., et McKenzie, D. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, 106 :433–490.
- Teen Veen, J. H. et Kleinspehn, K. L. (2003). Incipient continental collision and plate-boundary curvature : Late Pliocene-Holocene transtensional Hellenic forearc, Crete, Greece. *Journal of the Geological society*, 160 :161–181.
- Thurber, C. H. (1983). Earthquake location and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake Area, Central California. *J. Geophys. Res.*, 88 :8226–8236.
- Thurber, C. H. (1992). Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquake tomography. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 75 :55–62.
- Thurber, C. H. (1993). Local earthquake tomography : Velocities and Vp/Vs-theory. Dans Iyer, H. M. et Hirahara, K., editors, *Seismic Tomography : Theory and Practice*, pages 563–583. Chapman and Hall.
- Thurber, C. H., Roecker, S., Ellsworth, W., Lutter, Y., et Sessions, R. (1997). Two-dimensional seismic image of the San Andreas Fault in the Northern Gabilan Range, central California : Evidence for fluids in fault zone. *Geophys. Res. Lett.*, 24 :1,591–1,594.

- Tiberi, C., Diament, M., Lyon-Caen, H., et King, T. (2001). Moho tomography beneath the Corinth Rift area (Greece) inversion of gravity data. *Geophys. J. Int.*, 145 :797–808.
- Toomey, D. R. et Foulger, G. R. (1989). Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur central volcano complex, Iceland. *J. Geophys. Res.*, 92 :17,497–17,510.
- Van der Sluis, A. et Van der Vorst, H. (1987). Numerical solution of large, sparse algebraic systems arising from tomographic problems. Dans Nolet, G., editor, *Seismic Tomography*, pages 49–82. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.
- Vidale, J. E. (1990). Finite-difference calculation of traveltimes in three dimensions. *Geophysics*, 55 :521–526.
- Vinnik, L. P. (1977). Detection of wave converted from P to SV in the mantel. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 15 :39–45.
- Virieux, J. et Farra, V. (1991). Ray tracing in 3-D isotropic media : an analysis of the problem. *Geophysics*, 56 :2057–2069.
- Winkler, K. et Murphy III, W. (1995). Acoustic velocity and attenuation in porous rocks. Dans Ahrens, T. J., editor, *Rock physics and phase relations. A Handbook of physical constants*. AGU Reference Shelf 3 edition.
- Wintsch, R. P., Christoffersen, R., et Kronenberg, A. (1995). Fluid-rock reaction weakening in fault zones. *J. Geophys. Res.*, 100 :13,021–13,032.
- Woodhouse, J. H. et Dziewonski, A. M. (1984). Mapping the upper mantle : three dimensional modelling of Earth structure by inversion of seismic waveforms. *J. Geophys. Res.*, 89 :5953–5986.
- Xypolias, P. et Koukouvelas, I. (2001). Kinematic vorticity and strain rate patterns associated with ductile extrusion in the Chelmos Shear Zone (External Hellenides, Greece). *Tectonophysics*, 338 :59–77.
- Yao, Z. S., Roberts, R. G., et Tryggvason, A. (1999). Calculating resolution and covariance matrices for seismic tomography with the lsqr method. *Geophys. J. Int.*, 138 :886–894.
- Yilmaz, O. (1987). *Seismic data processing*. Society of Exploration Geophysicists.
- Zhang, J. et McMechan, G. A. (1995). Estimation of resolution and covariance for large matrix inversions. *Geophys. J. Int.*, 127 :251–252.
- Zhao, D., Kanamori, H., et Negeshi, H. (1996). Tomography of the source area of the 1995 Kobe earthquake : evidence for fluids at the hypocenter ? *Science*, 274 :1,891–1,894.

Annexe A

Estimation des points d'impact de phases converties

Dans cette section nous décrivons la méthode de calcul des temps de propagation que nous avons appliqué pour l'étude des ondes converties présentée dans le chapitre 6. Cette méthode a pour but d'obtenir la position des points de conversion (points d'impact) et les temps de propagation théoriques des phases converties, une fois que sont fixées la géométrie de l'interface et la distribution de vitesse dans le milieu de propagation (modèles de vitesse P et S).

En général, si l'on considère des modèles de vitesse homogènes et des interfaces planes, le calcul de ces temps de propagation peut être effectué analytiquement. En revanche, lorsque l'on considère des modèles de vitesse hétérogènes et/ou des interfaces à géométrie complexe, cela n'est plus possible. Dans ce cas, les temps de propagation doivent être estimés numériquement.

Dans notre travail, les modèles de vitesse employés pour l'étude des phases converties proviennent des modèles tomographiques obtenus par l'inversion des temps de première arrivée. Il s'agit donc de modèles de vitesses tridimensionnels hétérogènes, définis avant l'analyse des ondes converties. Contrairement aux modèles de vitesse, la géométrie des interfaces n'est pas connue a priori. Nous voulons, donc, disposer d'outils nous permettant d'estimer les temps de parcours pour des interfaces ayant une géométrie quelconque.

Dans la procédure que nous avons mis au point, le calcul des temps de propagation des phases converties pour une interface donnée peut être schématisé en trois étapes :

- Calcul des temps de premières arrivées P et S à partir de chaque source et chaque récepteur dans tout le milieu.
- Recherche des points d'impact des phases converties sur l'interface à travers la vérification de la loi de Snell-Descartes.
- Tracé du rayon a posteriori du point source vers le point d'impact et de ce dernier vers le point récepteur ; calcul du temps de propagation le long du rayon.

La première et la dernière étapes ont été développées en utilisant les techniques déjà décrites dans le premier chapitre pour la solution du problème direct dans la tomographie des premières arrivées.

Dans la première étape, le calcul des temps d'arrivée en chaque point du milieu s'effectue en utilisant l'algorithme par différences finies de Podvin et Lecomte (1991) (P&L). Généralement, dans la tomographie des premières arrivées, ce calcul est réalisé en considérant les stations comme des sources, à cause du rapport nombre de stations / nombre de sources très inférieur à l'unité. Par contre, dans l'étude des ondes converties, ce calcul doit être fait aussi bien à partir des n stations qu'à partir des m sources. En effet, nous avons besoin de connaître les temps des premières arrivées à l'interface à partir de chaque source et de chaque station. Ceci nous oblige donc à calculer $n + m$ cartes de temps de premières arrivées pour chaque point du modèle.

Dans la seconde étape, ces cartes sont utilisées pour estimer les vecteurs incident et réfléchis

(ou transmis) en chaque point de l'interface, pour chaque couple source-récepteur. Ces vecteurs servent ensuite à vérifier si les conditions imposées par la loi de Snell-Descartes en chaque point de l'interface sont respectées. Cette opération nous permet de retrouver numériquement les points d'impact (ou points spéculaires) des ondes réfléchies/transmises sur l'interface.

Une fois ces points d'impact obtenus, le tracé du rayon *a posteriori* est réalisé en suivant le gradient du champ des temps de propagation depuis le point d'impact vers la source et vers le récepteur. Le temps de propagation de l'onde réfléchie/transmise convertie est ensuite recalculé le long du rayon, en suivant le parcours source - point d'impact - récepteur.

Paramétrisation du modèle de vitesse

Pour éviter d'ajouter un biais, il est important que les temps de propagation des ondes P et S le long du parcours source - point d'impact - récepteur soient calculés dans des modèles de vitesse ayant la même paramétrisation que celle utilisée dans l'étude tomographique.

Ces modèles sont représentés par une grille régulière. Les valeurs de vitesse sont définies aux noeuds de cette dernière. Les valeurs de vitesse sont alors interpolées par une fonction trilineaire à partir de ces noeuds. Ce type de paramétrisation est employé pour le calcul des temps de propagation des phases converties le long du rayon, une fois les points d'impact identifiés sur l'interface.

Comme dans le cas de la tomographie des premières arrivées, le calcul des temps estimés par P&L est réalisé dans des modèles de vitesse ayant une paramétrisation composée de blocs de vitesse constante. Ce type de paramétrisation n'est de toute façon pas employé pour le calcul final des temps de propagation des phases converties.

Paramétrisation de l'interface

L'interface est paramétrisée grâce à une fonction d'interpolation b-spline cubique qui permet de modéliser des géométries relativement complexes.

Deux types de représentation peuvent être utilisés pour décrire l'interface : une formulation de type explicite et une de type implicite. Dans le premier cas, la coordonnée z est une fonction des coordonnées x et y ($z = f(x, y)$). Dans le second cas, par contre, les coordonnées x , y et z de l'interface sont des fonctions paramétriques faisant intervenir deux nouveaux paramètres u et v ($x = f_x(u, v)$, $y = f_y(u, v)$, $z = f_z(u, v)$). Les caractéristiques de ces deux types de représentation sont discutées dans l'article de Virieux et Farra (1991).

En pratique, dans notre procédure, les deux types de représentation peuvent être utilisés. La représentation explicite a l'avantage de décrire de façon simple l'interface : cette dernière est constituée d'un ensemble de points distribués régulièrement selon les coordonnées horizontales. Au contraire, la représentation implicite a la particularité de pouvoir décrire des surfaces de géométries complexes, associées à des structures géologiques comme des dômes salins ou des failles. L'interface est alors constituée d'un ensemble de points distribués régulièrement selon les coordonnées u et v . Mais la discrétisation de l'interface devient alors irrégulière en fonction x et y . Dans notre cas, le choix du type de représentation s'effectue sur la base du type de géométrie que l'on veut étudier.

Nous observons que la discrétisation de l'interface est indépendante de la paramétrisation du modèle de vitesse. Ceci est un grand avantage par rapport aux méthodes dans lesquelles les deux discrétisations sont liées (p. ex. Podvin et Lecomte, 1991). En effet, dans ces méthodes il est nécessaire de réduire la grille de calcul des fronts d'onde pour pouvoir obtenir un bon échantillonnage de l'interface. Cette opération augmente de manière considérable le temps de calcul. La séparation des deux paramétrisations permet par contre un échantillonnage dense de l'interface sans pour autant alourdir le calcul des fronts d'onde.

Recherche des points d'impact

Une des difficultés pratique concernant la recherche des points d'impact dépend du fait que l'exploration est réalisée sur un nombre fini de points appartenant à l'interface. Ce nombre limité dépend, en effet, de la discrétisation de cette dernière.

Pour chaque point représentant l'interface, nous voulons vérifier si, localement, le vecteur du rayon incident, le vecteur normal à l'interface et le vecteur du rayon réfléchi (ou transmis) satisfont la relation classique de la loi Snell-Descartes :

$$\frac{\sin(i)}{v_1} = \frac{\sin(r)}{v_1} = \frac{\sin(t)}{v_2} \quad (\text{A.1})$$

où i , r et t sont les angles formés par la normale à l'interface avec respectivement le rayon incident, le rayon réfléchi et le rayon transmis. v_1 est la vitesse dans le milieu supérieur et v_2 est la vitesse dans le milieu inférieur.

Ceci signifie que par exemple dans le cas d'une réflexion, doit être vérifiée la relation suivante :

$$\frac{\sin(i)}{v_1} - \frac{\sin(r)}{v_1} = 0 \quad (\text{A.2})$$

Malheureusement, cette condition ne se vérifie quasiment jamais, à cause de l'exploration discrète de l'interface. En effet la probabilité d'avoir un point d'impact en exacte correspondance avec un noeud de la grille est quasiment nulle, surtout si l'interface est de forme complexe.

Pour pallier cet inconvénient, nous transformons la relation A.2 en :

$$\frac{\sin(i)}{v_1} - \frac{\sin(r)}{v_1} \leq \pm\epsilon \quad (\text{A.3})$$

où ϵ est un nombre très petit défini a priori.

La vérification de cette relation ne nous fournit donc pas seulement les points spéculaires mais identifie un ensemble de points situés au voisinage de ces derniers (zone de points d'impact). Dans notre procédure, nous appelons cette exploration "globale", car elle est effectuée sur la totalité de l'interface.

Cependant, pour notre étude, nous avons besoin d'utiliser un seul point par zone d'impact. Nous faisons donc une seconde exploration, définie comme "locale". Cette dernière analyse fournit pour chaque zone de points d'impact le point spéculaire associé.

À titre d'exemple, la figure A.1 montre les résultats d'une analyse des point d'impacts sur une interface de type synclinale pour une phase PP. À cause de cette configuration particulière (position du couple source-récepteur et géométrie de l'interface), nous pouvons identifier trois zones d'impact (zones jaunes sur la figure). L'analyse locale de ces trois zones permet d'identifier trois points spéculaires, représentés sur la figure par des symboles noirs.

L'exploration globale et locale des points d'impact permet donc de modéliser les temps de propagation des phases converties même dans le cas où plusieurs conversions sont présentes sur l'interface, comme dans l'exemple montré dans la figure A.1. Ceci est un avantage par rapport à des méthodes où seule la conversion correspondant au temps le plus court est fourni (Hole et Zelt, 1995).

Exemple synthétique

Pour montrer l'application de la procédure décrite précédemment nous avons réalisé une étude des points d'impact sur un exemple synthétique.

La géométrie de l'interface est la même que celle représentée dans la figure A.1. Les temps de propagation et les points d'impact sont calculés pour un couple source-récepteur et une phase réfléchie PP donnés.

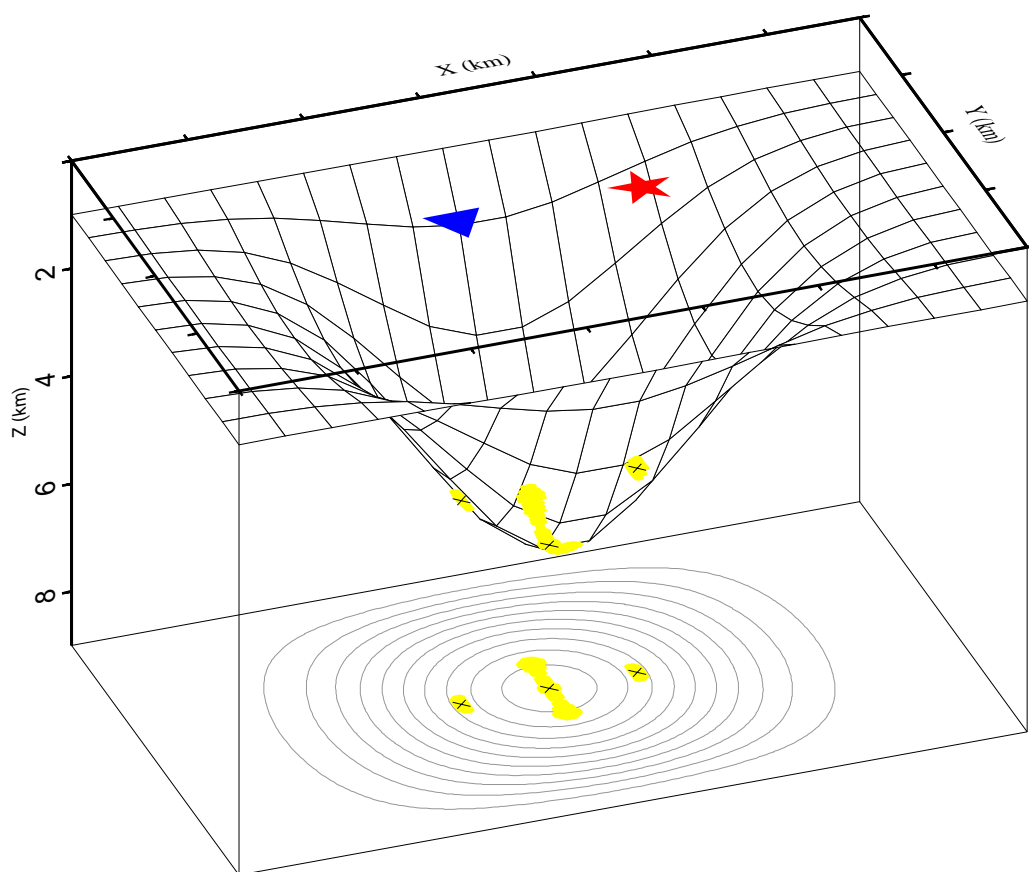


FIG. A.1: Résultat de la recherche globale et locale des points d'impact pour une phase réfléchie PP sur une interface de forme synclinale. Les symboles bleus et rouges représentent respectivement les stations et la source. L'interface est représentée par une grille. En bas, la même interface est représentée par un ensemble d'isocontours sur une coupe horizontale. En jaune sont mises en évidence les zones de réflexion identifiées par la recherche globale. Les croix noires indiquent les points d'impact déterminés par l'analyse locale des zones de réflexion. Dues à cette configuration géométrique particulière, trois ondes réfléchies PP sont générées à l'interface.

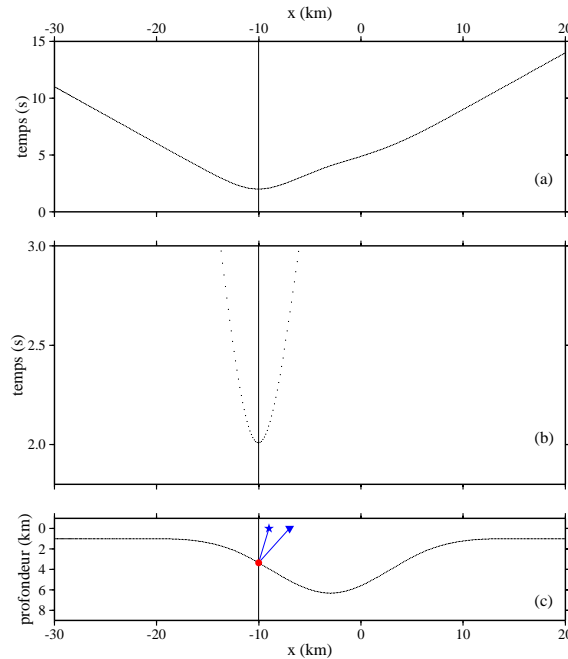


FIG. A.2: a) Temps calculés, pour chaque point de la surface, le long du parcours source - point - récepteur ; chaque temps t est représenté en fonction de la position x du point associé sur l'interface. b) Agrandissement de la figure (a). c) Position des points de l'interface, du couple source-récepteur, du parcours du rayon réfléchi PP et de la position du point d'impact (point rouge) identifié par la vérification de la loi de Snell-Descartes. Ce point correspond à l'extremum de la courbe des temps comme le prédit le principe de Fermat. La ligne verticale, à la coordonnée x du point, permet d'effectuer une corrélation visuelle.

Pour chaque point appartenant à l'interface, il est possible de connaître le temps de parcours source - interface - récepteur.

Considérons une coupe de l'interface selon un plan comprenant le couple source-récepteur (figure A.2c). Les temps de parcours sont représentés en fonction de la position de chaque point sur l'interface dans la figure A.2a. Selon le principe de Fermat, les points de réflexion sur l'interface correspondent aux extrema de la courbe des temps. Dans ce cas, le point de réflexion correspond au minimum de la courbe représentée dans les figures A.2a et A.2b.

Ainsi, le résultat de l'exploration des points d'impact par l'étude de la loi Snell-Descartes nous fournit la position d'un point de l'interface qui effectivement correspond à l'extremum de la courbe des temps (figure A.2c).

Si nous considérons la même position source-récepteur que celle dans la figure A.1, nous obtenons trois points de réflexion. Les courbes des temps (figures A.3a et A.3b) ont trois extrêmes qui coïncident avec les positions des trois points déjà identifiés (figure A.3c).

La figure A.4 montre un dernier exemple avec une configuration source-récepteur différente. La courbe des temps présente une forme complexe avec un unique extremum.

Comme le montrent ces exemples, notre méthode de recherche des points d'impact représente une alternative à la méthode de recherche des extremums de la courbe des temps basée sur le principe de Fermat. Il faut aussi noter qu'une analyse des extrêmes d'une fonction bidimensionnelle sur une grille est une opération délicate à mettre en oeuvre.

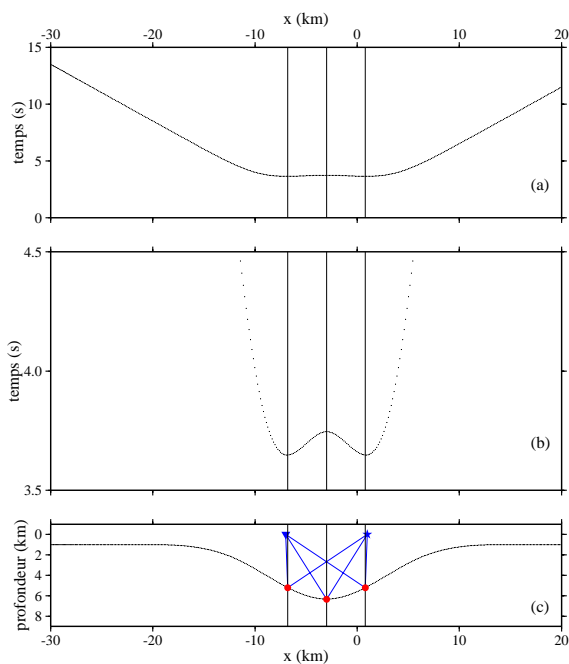


FIG. A.3: Résultat de la recherche des points d'impact pour une phase PP réfléchie. Les conventions sont les mêmes que celles employées dans la figure A.1.

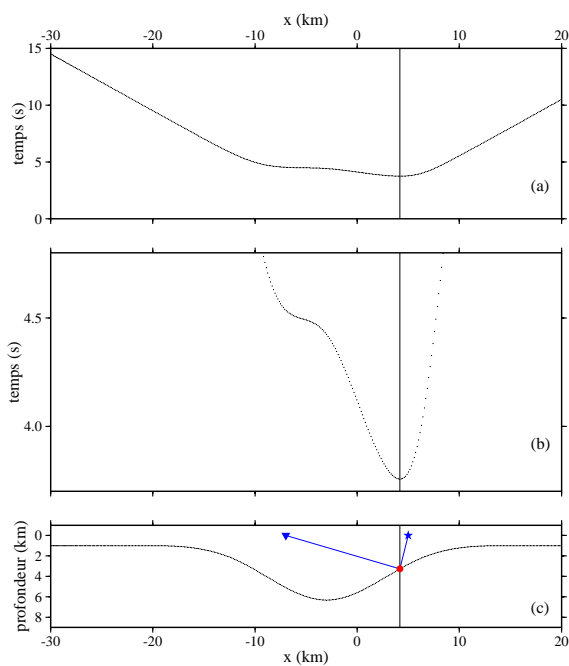


FIG. A.4: Résultat de la recherche des points d'impact pour une phase PP réfléchie. Les conventions sont les mêmes que celles employées dans la figure A.2.

Annexe B

Coefficients de pondération pour la migration cinématique

Considérons un milieu composé de deux demi-espaces homogènes de vitesse respective v_1 et v_2 , séparés par une interface plane (figure B.1).

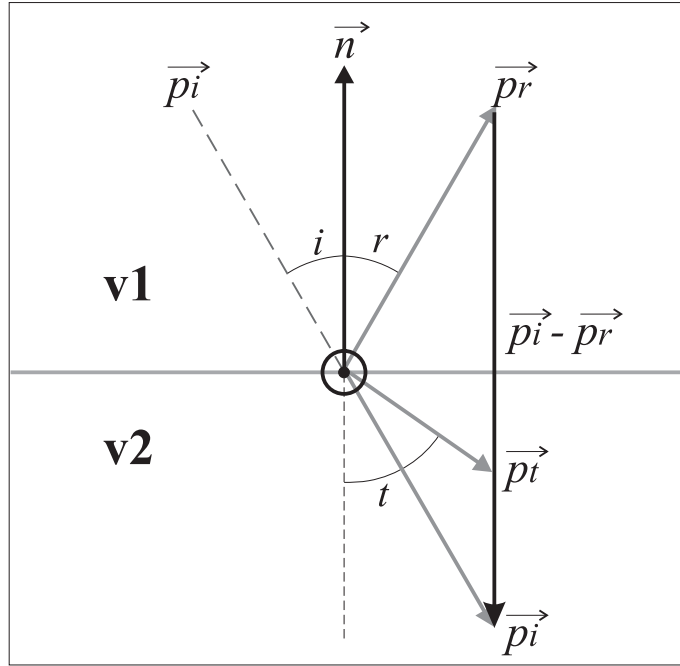


FIG. B.1: Représentation du rayon incident, réfléchi et transmis pour une onde plane incidente sur une interface horizontale dans un milieu composé de deux demi-espaces homogènes. On appelle i l'angle formé par le rayon incident avec la normale n , r l'angle formé par le rayon réfléchi avec la normale et t l'angle formé par le rayon transmis avec la normale. p_i représente le vecteur lenteur associé au rayon incident, p_r le vecteur lenteur associé au rayon réfléchi et p_t le vecteur lenteur associé au rayon transmis. Dans le cas d'une réflexion, si la loi de Snell-Descartes est vérifiée, les vecteurs n et $p_i - p_r$ ont la même direction.

La loi de Snell-Descartes nous dit que :

$$\frac{\sin(i)}{v_1} = \frac{\sin(r)}{v_1} = \frac{\sin(t)}{v_2} \quad (\text{B.1})$$

où i est l'angle formé par le rayon incident avec la normale, r l'angle de réflexion, t l'angle de transmission, v_1 la vitesse du milieu supérieur et v_2 la vitesse du milieu inférieur.

Dans l'espace tridimensionnel, la loi de Snell-Descartes est vérifiée si, et seulement si, le vecteur lenteur associé au rayon incident, celui associé au rayon réfléchi/transmis et le vecteur normal à l'interface sont tous contenus dans le même plan (condition de coplanarité).

Si nous appelons \vec{p}_i le vecteur lenteur incident, \vec{p}_r le vecteur lenteur de l'onde réfléchie, \vec{p}_t le vecteur lenteur de l'onde transmise et \vec{n} le vecteur normal à l'interface, l'équation B.1 se transforme comme suit :

$$\vec{p}_i \times \vec{n} = \vec{p}_r \times \vec{n} = \vec{p}_t \times \vec{n} \quad (\text{B.2})$$

Cette relation tient compte de la condition de coplanarité.

Considérons le cas d'une réflexion. De l'équation B.2 nous obtenons :

$$(\vec{p}_i - \vec{p}_r) \times \vec{n} = 0 \quad (\text{B.3})$$

En développant le produit vectoriel, nous arrivons à :

$$\sin(\theta) = \frac{(\vec{p}_i - \vec{p}_r) \times \vec{n}}{\|\vec{p}_i - \vec{p}_r\|} \cdot \vec{j} \quad (\text{B.4})$$

où θ est l'angle formé par le vecteur $\vec{p}_i - \vec{p}_r$ et le vecteur normal \vec{n} .

Le coefficient utilisé dans le processus de migration pour la pondération des traces est donné par l'équation suivante :

$$coeff = 1 - \sin(\theta)^2 \quad (\text{B.5})$$

Ce coefficient est égal à 1 quand la loi de Snell-Descartes se vérifie et décroît en \cos^2 en fonction de θ quand la loi de Snell-Descartes n'est plus vérifiée.

Il faut toutefois noter que l'équation donnant le coefficient de pondération (équation B.4) comporte un cas qui ne permet pas la quantification de ce coefficient. Ceci se produit quand le vecteur $\vec{p}_i - \vec{p}_r$ est nul. Ce cas particulier est traité par l'algorithme à travers une série de tests qui vérifient la relation géométrique entre les vecteurs incidents, réfléchis et normaux. Dans ce cas, le coefficient "coeff" est fixé à 1 quand la loi de Snell-Descartes est vérifiée. Quand la loi de Snell-Descartes n'est pas vérifiée, le coefficient est considéré nul.

Annexe C

Migration cinématique par point orienté : cartes des interfaces locales

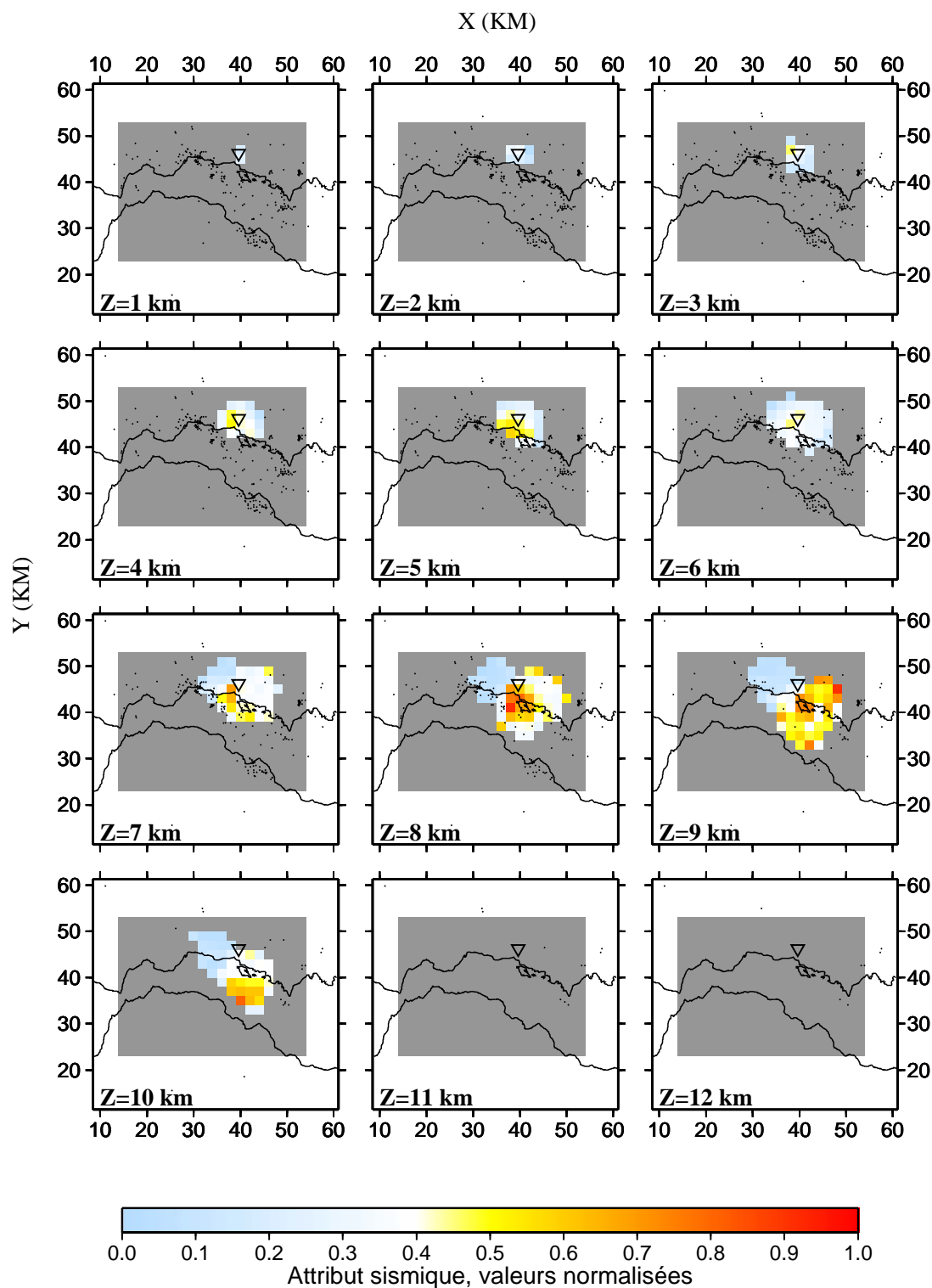


FIG. C.1: Station SERG : cartes des attributs sismiques (coupes horizontales) obtenus par migration des phases PS transmises avec une interface locale orientée selon différents azimuts ($0 \leq az < 360$) et inclinaisons ($0 \leq in < 30$). La migration est effectuée pour une configuration à récepteur commun.

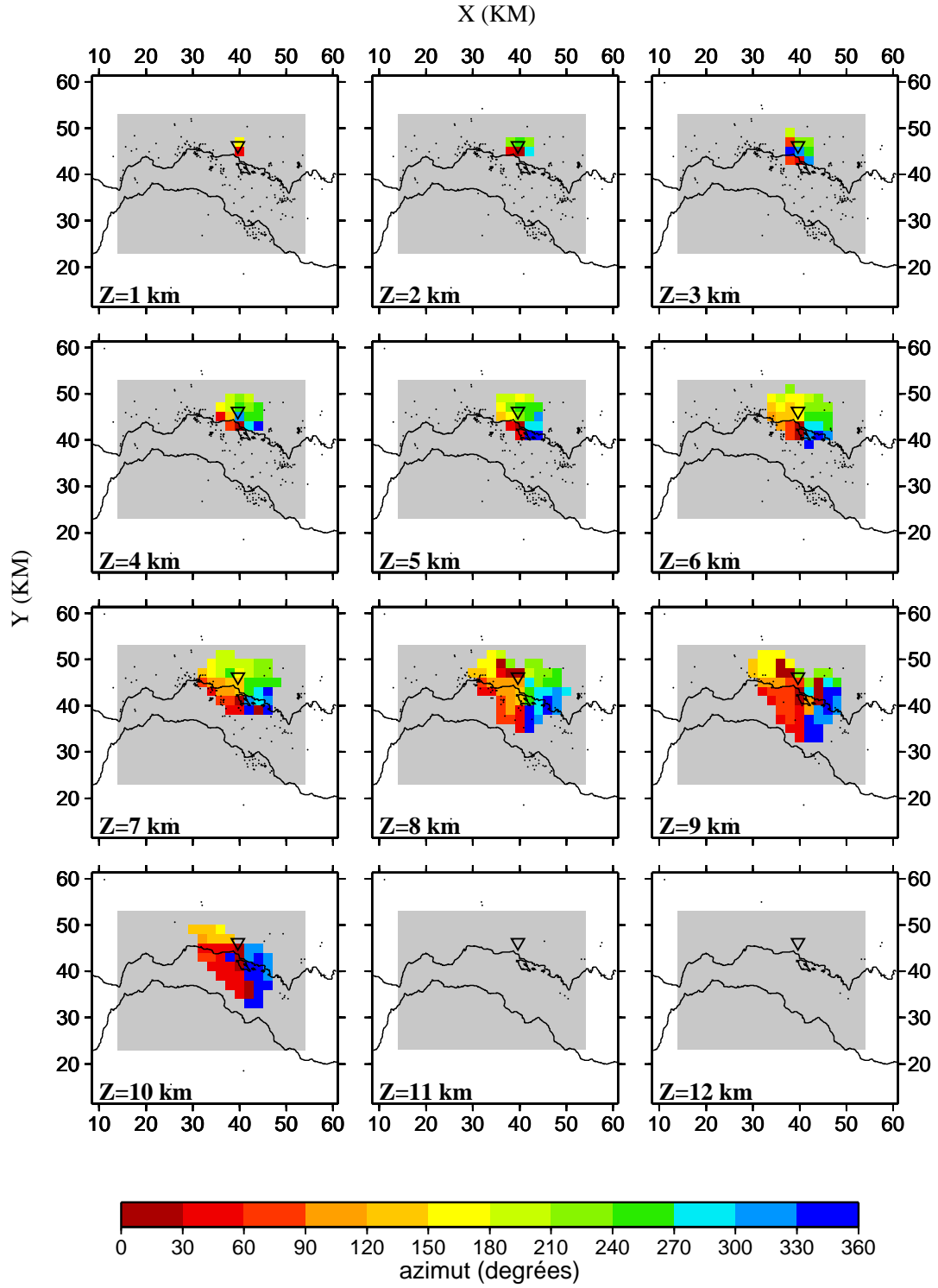


FIG. C.2: Station SERG : cartes des azimuts des interfaces locales obtenus par migration des phases PS transmises avec une interface locale orientée selon différents azimuts ($0 \leq az < 360$) et inclinaisons ($0 \leq in < 30$). L'orientation des interfaces suit des pseudo-ellipses de migration.

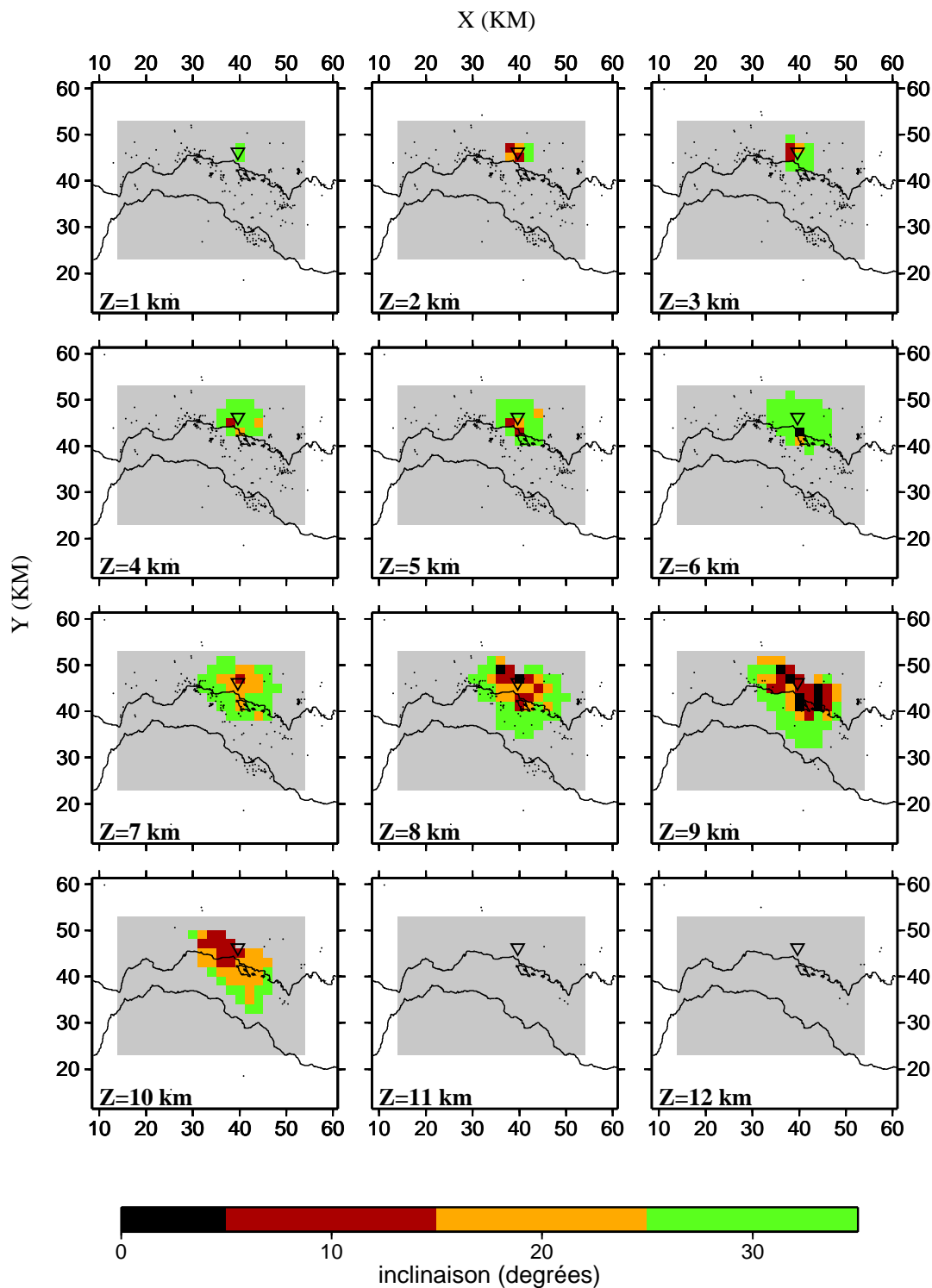


FIG. C.3: Station SERG : cartes des inclinaisons des interfaces locales. La pente des interfaces suit la forme de pseudo-ellipses de migration.

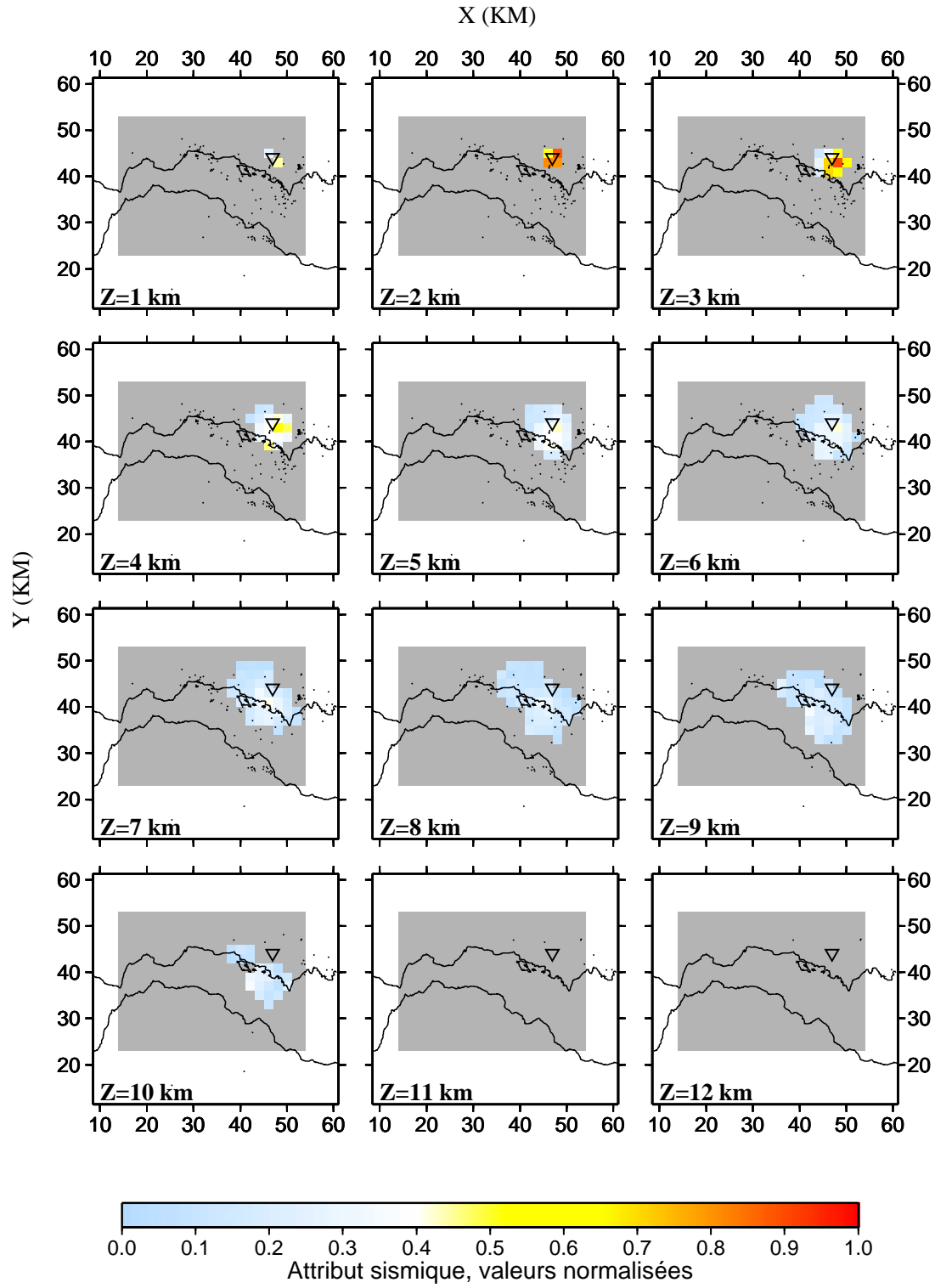


FIG. C.4: Station KALI : cartes des attributs sismiques (coupes horizontales) obtenus par migration des phases PS transmises avec une interface locale orientée selon différents azimuts ($0 \leq az < 360$) et inclinaisons ($0 \leq in < 30$).

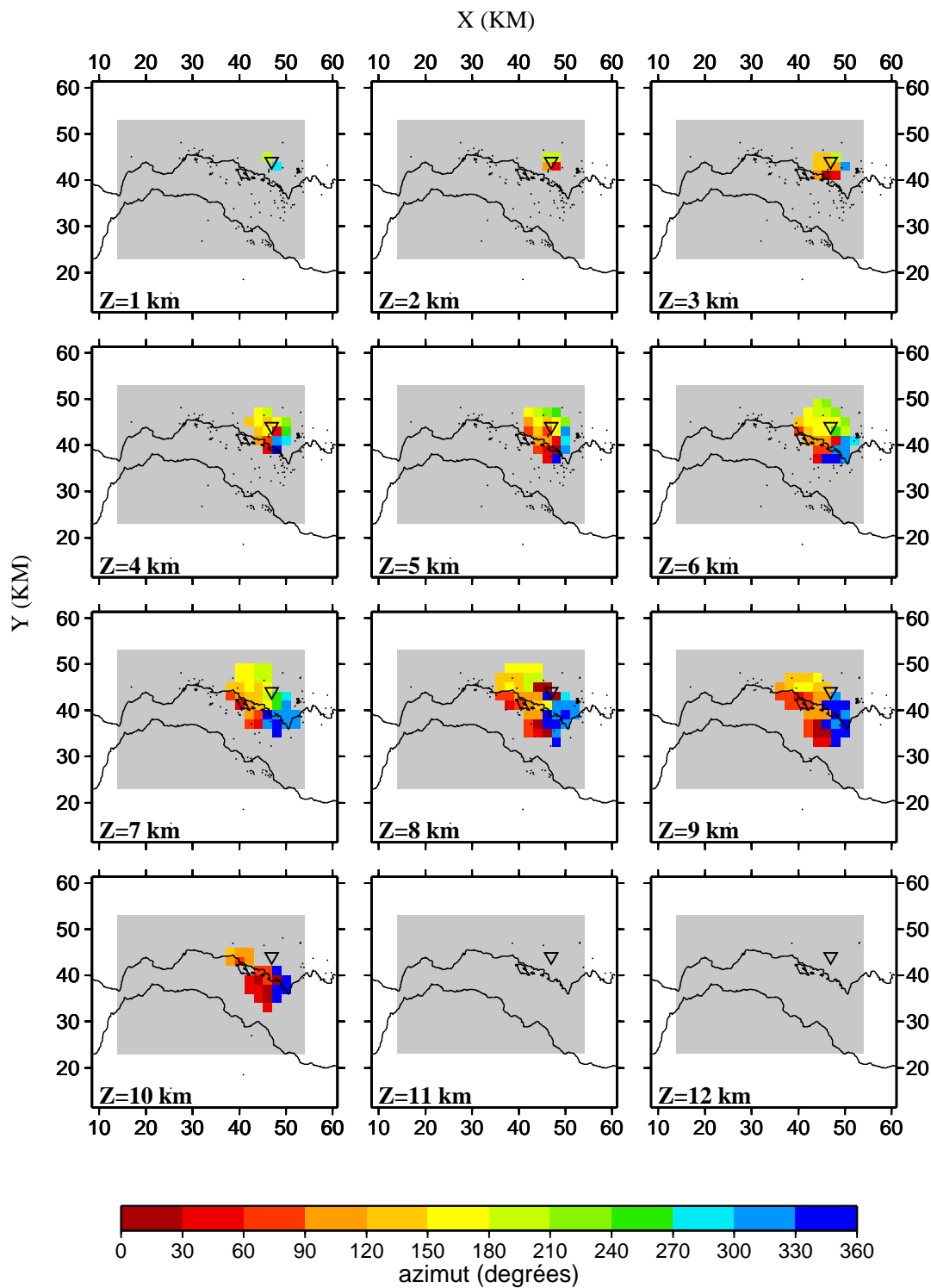


FIG. C.5: Station KALI : cartes des azimuts des interfaces locales obtenus par migration des phases PS transmises avec une interface locale orientée selon différents azimuts ($0 \leq az < 360$) et inclinaisons ($0 \leq in < 30$).

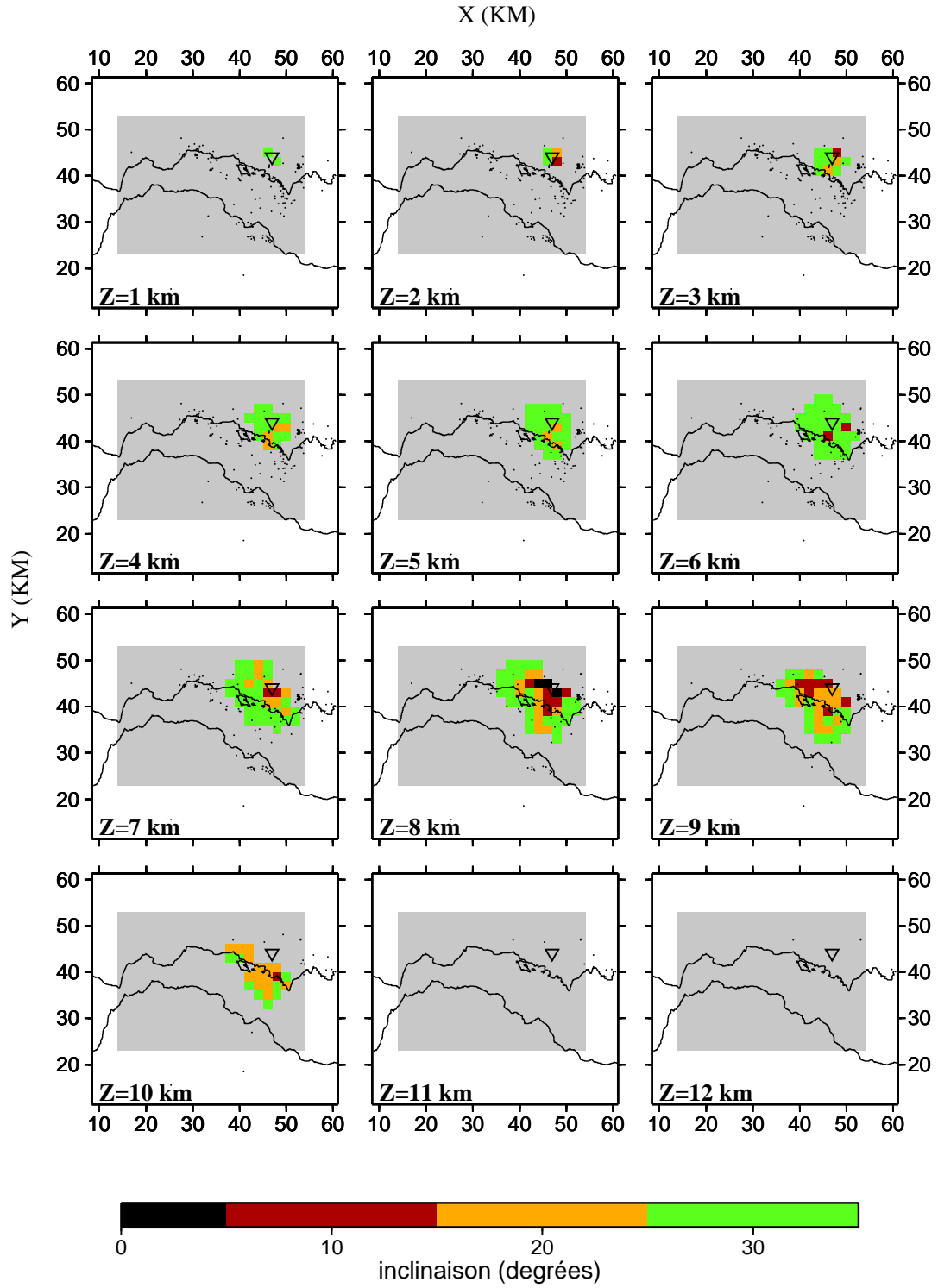


FIG. C.6: Station KALI : cartes des inclinaisons des interfaces locales.

Annexe D

Exemples de sections sismiques

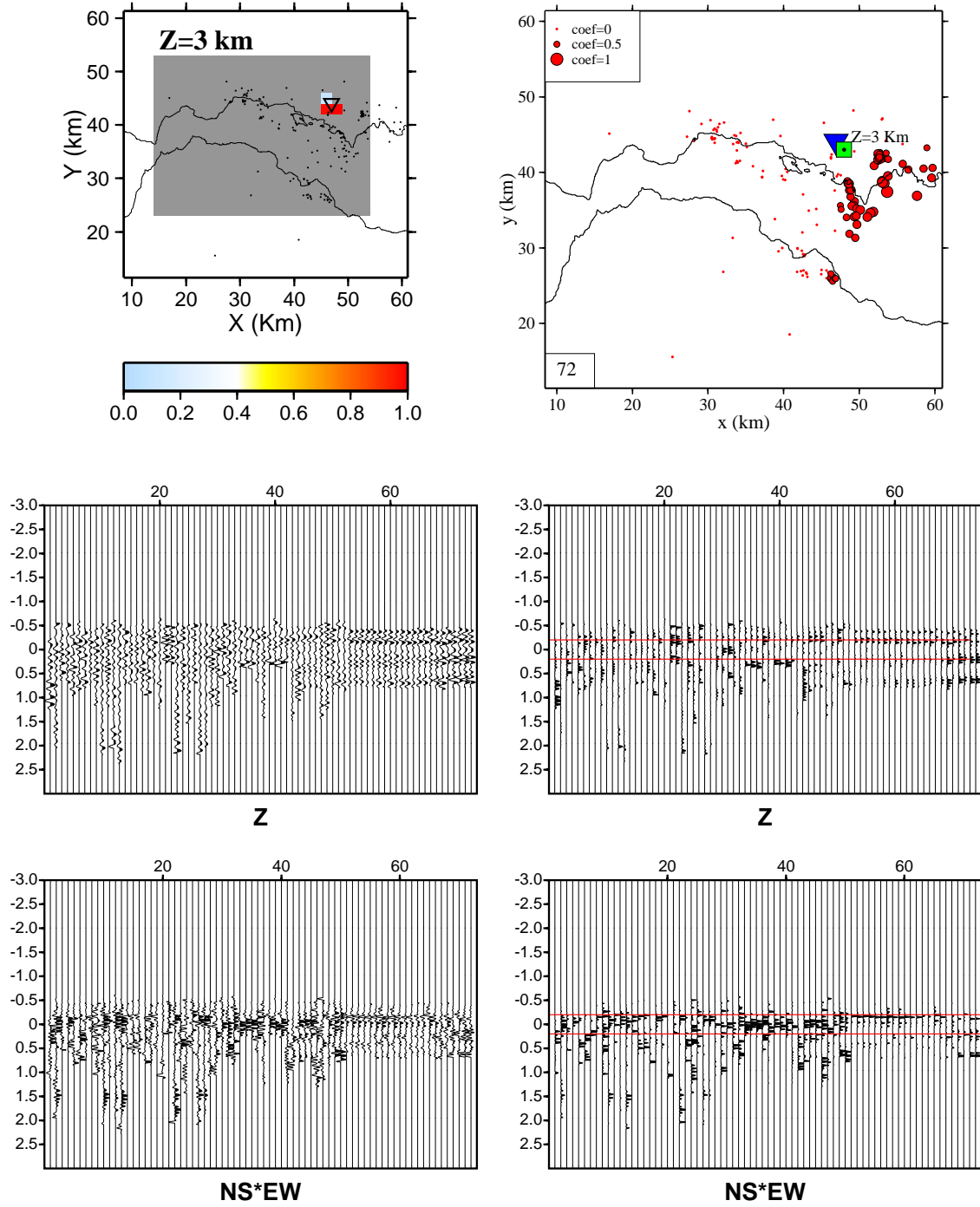


FIG. D.1: Construction de l'attribut sismique sur le point de coordonnées $X=48$, $Y=43$, $Z=3$ km à partir des sismogrammes enregistrés à la station KALI. En haut à droite, est montrée la carte des tremblements de terre qui contribuent à la construction de l'attribut au point étudié (point vert sur la carte). Les conventions sont identiques à celles de la figure 7.10. En bas à gauche sont représentées les sections sismiques correspondantes à la composante verticale (Z) et au produit des composantes horizontales ($NS*EW$). À droite est représenté le carré des amplitudes du signal calculé pour les mêmes sections. La ligne rouge sur les sections sismiques délimite la bande à l'intérieur de laquelle est recherché la valeur maximale de l'amplitude utilisée dans la sommation. Une phase est alignée autour du temps zéro sur les composantes horizontales (composantes $NS*EW$). Cette phase est surtout visible sur les traces situées au centre de la section (traces 32-45).

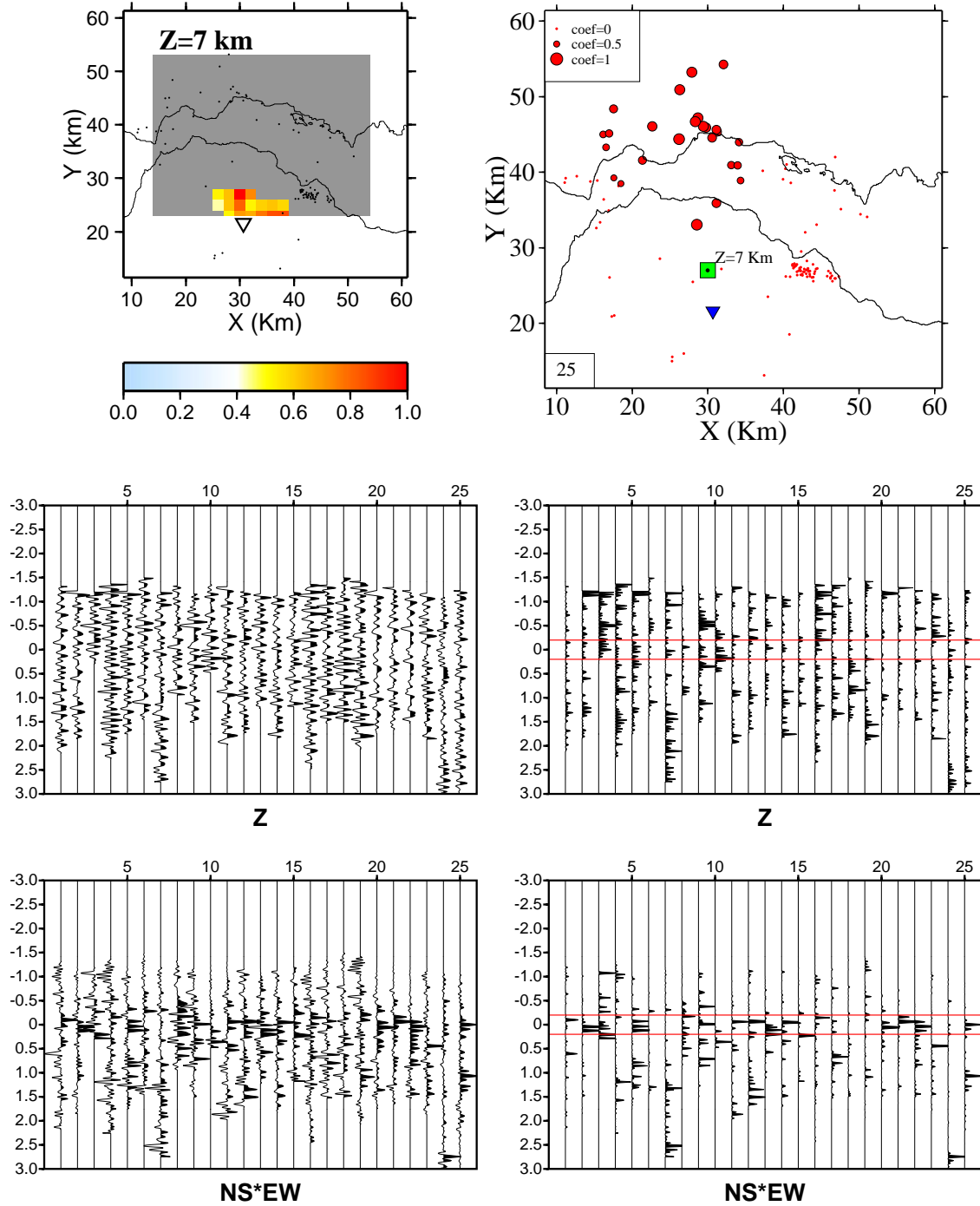


FIG. D.2: Construction de l'attribut sismique sur le point de coordonnées $X=30$, $Y=27$, $Z=7$ km à partir des sismogrammes enregistrés à la station KRIN. À l'intérieur de la zone délimitée par les lignes rouges (section an bas à droite, composante NS*EW), on peut observer une forte énergie convertie sur certains sismogrammes (p. ex. les traces numéro 2, 5, 20-22, 25).

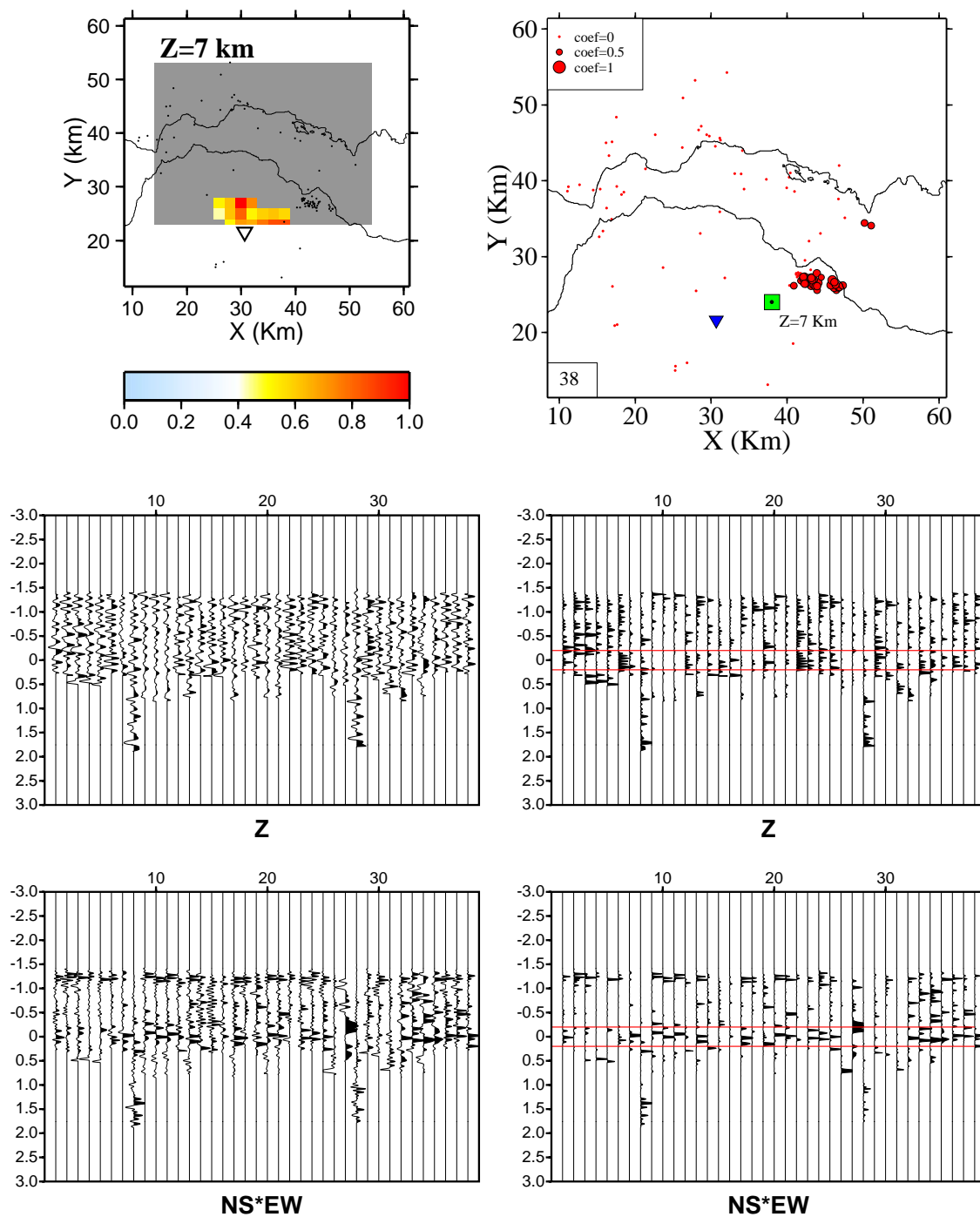


FIG. D.3: Construction de l'attribut sismique sur le point de coordonnées $X=38$, $Y=24$, $Z=7$ km à partir des sismogrammes enregistrés à la station KRIN. Comme sur la figure précédente, les phases alignées autour du temps zéro sont plus facilement visibles sur la section NS*EW du carré de l'amplitude des sismogrammes (section an bas, à droite)

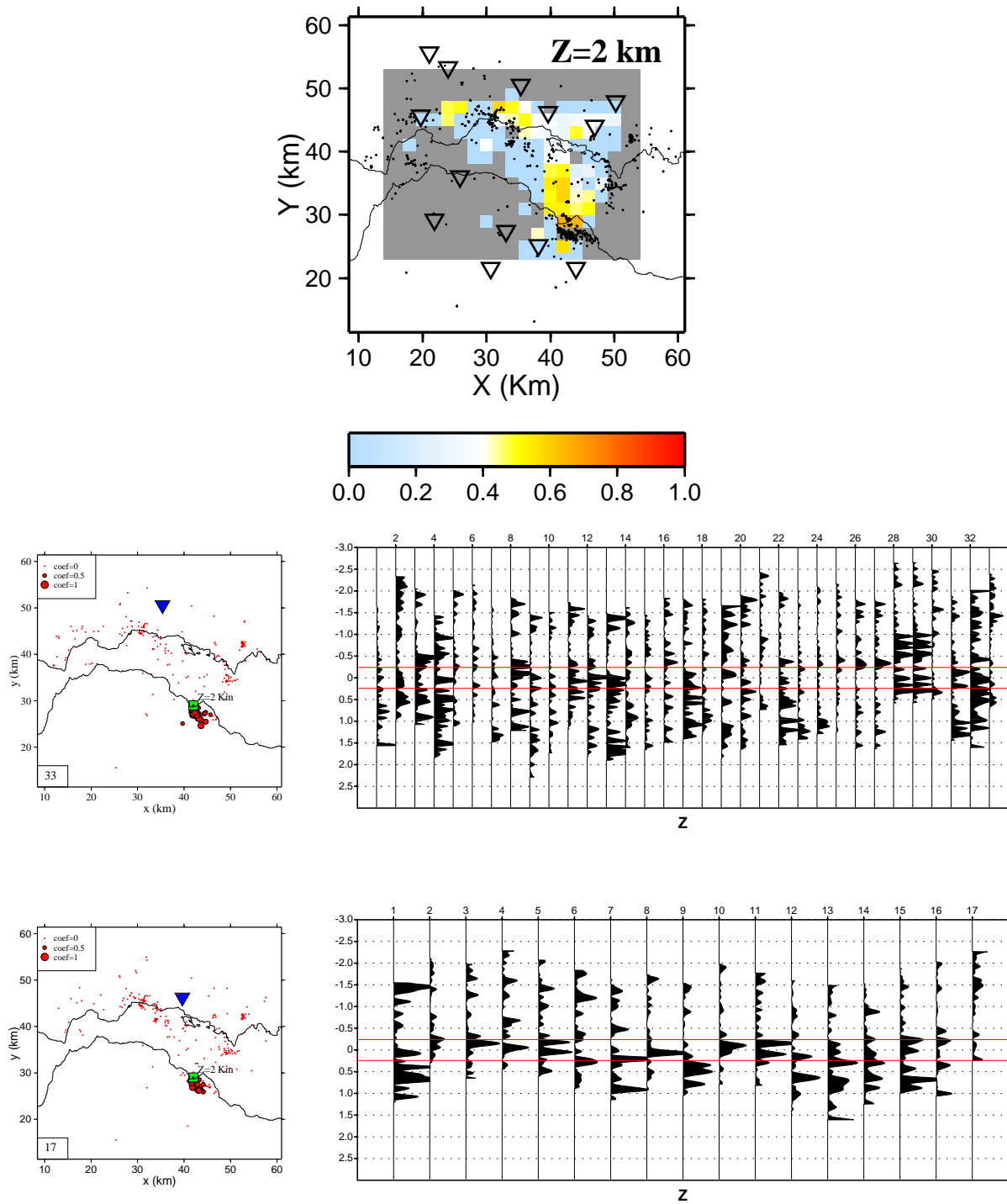


FIG. D.4: Construction de l'attribut sismique pour une phase transmise SP, sur le point de coordonnées $X=42$, $Y=29$, $Z=2$ km. Les deux sections représentent les sismogrammes enregistrés, respectivement, à la station KAMB (n haut) et à la station SERG (en bas). Les formes d'onde représentent l'enveloppe au carré de la composante verticale. Sur la gauche sont montrées les cartes indiquant la position des stations et des sources associées aux sismogrammes.

Résumé

Le Golfe de Corinthe (Grèce) est un rift continental caractérisé par un taux élevé d'extension et une microsismicité intense. Actuellement, la connaissance de sa structure crustale représente une étape nécessaire pour la construction de modèles géodynamiques réalistes.

L'objectif de ce travail de thèse est la définition d'une image sismique haute résolution de la région occidentale du Golfe de Corinthe à partir des enregistrements de la sismicité locale. La construction de cette image est effectuée par le biais d'une étude tomographique des temps de première arrivée et d'une migration cinématique en profondeur des ondes converties.

La tomographie des premières arrivées nous a fourni des modèles de vitesse tridimensionnels des ondes P et S ainsi qu'une localisation précise de la microsismicité dans les 10 premiers kilomètres de la croûte. Les modèles de vitesse ainsi obtenus constituent les modèles de référence utilisés dans la migration en profondeur des ondes converties. À cet effet, nous avons adapté les techniques propres à la sismique d'exploration afin d'analyser les enregistrements de tremblements de terre avec une configuration d'acquisition irrégulière. Les résultats révèlent une image tridimensionnelle complexe de la zone sismogène du rift (7-10 km de profondeur) dans laquelle deux structures majeures sont identifiées par des importantes énergies transmises PS.

Du point de vue méthodologique, ce travail montre la possibilité d'exploiter les ondes converties à partir des enregistrements de séismes locaux pour définir une image haute fréquence du milieu de propagation à l'échelle de la croûte terrestre.

Seismic imaging of the propagation medium from direct and converted waves : application to the Agion region (Gulf of Corinth, Greece)

Abstract

The Gulf of Corinth (Greece) is a continental rift characterized by a high extension rate and an intense microseismicity. The understanding of its crustal structure represents a fundamental step to provide realistic geodynamic models.

The aim of this work is to define a high resolution seismic image of the western part of the gulf using local microseismicity recordings. The construction of this image is realised through a tomographic study of first arrival times and a kinematic depth migration of converted waves.

The tomography of the first arrivals gives us three dimensional velocity models for P and S waves as well as a precise location of the microseismicity in the first 10 kilometers of the crust. The resulting velocity models are used as reference models for the depth migration of converted waves. In our study we have adapted classical techniques of exploration seismology to analyse the earthquake records in an irregular acquisition layout. The results reveal a complex 3D image of the seismogenic zone of the rift (7-10 km deep) in which two major structures are identified by important PS transmitted energies.

In a methodological point of view, this work shows the possibility of exploiting the converted waves of local earthquake records to define a high frequency image of the propagation medium at a crustal scale.

Mots-clés : ondes converties, migration sismique, tomographie sismique, sismicité, Golfe de Corinthe.

Key words : converted waves, seismic migration, seismic tomography, seismicity, Gulf of Corinth.

Discipline : Sciences de l'Univers. **Spécialité :** Géophysique

Laboratoire Géosciences Azur (UMR 6526), 250 rue A. Einstein, 06560 Valbonne-Sophia Antipolis.